



ΕΘΝΙΚΟ ΚΑΙ ΚΑΠΟΔΙΣΤΡΙΑΚΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΑΘΗΝΩΝ
ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ ΚΑΙ ΓΕΩΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ

ΠΤΥΧΙΑΚΗ ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

**«ΑΝΑΓΝΩΡΙΣΗ ΥΠΟΘΑΛΑΣΣΙΩΝ ΓΕΩΚΙΝΔΥΝΩΝ (ΚΑΤΟΛΙΣΘΗΣΕΙΣ, ΗΦΑΙΣΤΕΙΑΚΕΣ
ΕΚΡΗΞΕΙΣ, ΣΕΙΣΜΟΙ, ΤΣΟΥΝΑΜΙ) ΣΤΟ ΧΩΡΟ ΤΟΥ ΑΙΓΑΙΟΥ ΠΕΛΑΓΟΥΣ»**

ΓΑΝΩΤΑΚΗ ΣΤΕΦΑΝΙΑ (Α.Μ.: 1114201600021)

ΚΩΝΣΤΑΝΤΟΠΟΥΛΟΥ ΜΑΡΘΑ (Α.Μ.: 1114201600056)

ΜΠΑΜΠΑΤΖΙΑΝΗΣ ΠΑΝΑΓΙΩΤΗΣ (Α.Μ.: 1114201600076)

ΕΠΙΒΛΕΠΟΥΣΑ ΚΑΘΗΓΗΤΡΙΑ

ΝΟΜΙΚΟΥ ΠΑΡΑΣΚΕΥΗ
Αν. Καθηγήτρια ΕΚΠΑ

ΑΘΗΝΑ

ΟΚΤΩΒΡΙΟΣ 2021

Ευχαριστίες

Θα θέλαμε να ευχαριστήσουμε ολόψυχα την επιβλέπουσα καθηγήτρια της παρούσας διπλωματικής εργασίας, κα. Νομικού Παρασκευή Αναπληρώτρια Καθηγήτρια του τομέα Γεωγραφίας και Κλιματολογίας, του τμήματος Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος του Εθνικού και Καποδιστριακού Πανεπιστημίου Αθηνών, για την επιστημονική καθοδήγησή και στήριξη της καθ' όλη την διάρκεια εκπόνησης της διπλωματικής αυτής εργασίας.

Ακόμα, θα θέλαμε να ευχαριστήσουμε και την κα. Αντωνίου Βαρβάρα, μέλος του Εργαστηριακού Διδακτικού Προσωπικού (Ε.ΔΙ.Π) του τμήματος Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος του Εθνικού και Καποδιστριακού Πανεπιστημίου Αθηνών, καθώς και την κα. Μπέτζελου Κωνσταντίνα υποψήφια διδάκτορας του τμήματος Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος του Εθνικού και Καποδιστριακού Πανεπιστημίου Αθηνών, για την ωφέλιμη και ευγενική βοήθειά τους και την καθοδήγησή τους στην κατασκευή των χαρτών για το πρακτικό κομμάτι της παρούσας εργασίας, μέσω της χρήσης των Συστημάτων Γεωγραφικών Πληροφοριών (GIS).

Τέλος, θα θέλαμε να ευχαριστήσουμε τις οικογένειές μας για την υποστήριξη και την συμπαράστασή τους τόσο κατά την διάρκεια της συγγραφής της παρούσας διπλωματικής όσο και κατά την διάρκεια των σπουδών μας.

Πίνακας περιεχομένων

ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ	2
ΠΙΝΑΚΑΣ ΕΙΚΟΝΩΝ	5
ΣΥΝΤΟΜΟΓΡΑΦΙΕΣ	8
1. ΠΕΡΙΛΗΨΗ	9
1. ABSTRACT	10
2. ΕΙΣΑΓΩΓΗ	11
2.1 Γεωτεκτονική θέση του Αιγαίου Πελάγους	11
2.2 Γεωτεκτονική εξέλιξη του Αιγαίου	14
2.2.1 Πριν το Τριτογενές	14
2.2.2 Η εξέλιξη στο Τριτογενές	15
3. ΜΟΡΦΟΛΟΓΙΑ ΤΟΥ ΑΙΓΑΙΟΥ ΠΕΛΑΓΟΥΣ	17
3.1 Διαχωρισμός του Αιγαίου Πελάγους σε ενότητες	17
3.2 Κυριότερες λεκάνες του Αιγαίου Πελάγους	18
3.2.1 Λεκάνη Βόρειου Αιγαίου.....	18
3.2.2 Λεκάνη της Σκύρου	23
3.2.3 Λεκάνες Ανύδρου-Αμοργού-Σαντορίνης-Ανάφης.....	28
3.2.4 Κρητική λεκάνη	31
3.3 Υποθαλάσσιες κατολισθήσεις	32
4. ΗΦΑΙΣΤΕΙΟΤΗΤΑ	39
4.1 Ελληνικό ηφαιστειακό τόξο	39
4.1.1 Μετανάστευση Ελληνικού ηφαιστειακού τόξου	40
4.2 Ηφαιστειακή δραστηριότητα στο σημερινό ελληνικό ηφαιστειακό τόξο	40
4.2.1 Ηφαιστειακή δραστηριότητα κέντρου Σουσακίου-Μεθάνων	40
4.2.2 Υποθαλάσσιο ηφαιστειο Παισανίας	43
4.2.3 Ηφαιστειότητα συμπλέγματος Μήλου- Κιμώλου-Πολυαίγου-Αντίμηλου	45
4.2.4 Ηφαιστειότητα συμπλέγματος Σαντορίνης (Χριστιανά-Κολούμπο).....	59
4.2.5 Ηφαιστειότητα συμπλέγματος Κώς-Νίσυρος-Γυαλί	69
4.3 Σημαντικότερες εκρήξεις του Ελληνικού ηφαιστειακού τόξου	80
4.3.1 Μινωική έκρηξη (Διεργασίες- Χρονολόγηση και προϊόντα)	80

4.3.2 Έκρηξη Κολούμπο 1650 μ.Χ.	84
4.3.3 Υδροθερμικές-φρεατικές εκρήξεις Κω-Νισύρου	87
4.4.4 Έκρηξη της Κω 161 κγα (Kosplateautuff).....	87
5. ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑ	89
5.1 Γενικά χαρακτηριστικά της σεισμικότητας του Αιγαίου Πελάγους	89
5.1.1 Σεισμοτεκτονικές ζώνες Αιγαίου Πελάγους.....	89
5.2 Υποθαλάσσιοι σεισμοί στο Αιγαίο	92
5.2.1 Κυριότεροι υποθαλάσσιοι σεισμοί.....	92
6. ΤΣΟΥΝΑΜΙ	103
6.1 Τσουνάμι στη Μεσόγειο	103
6.2 Τσουνάμι Σαντορίνης.....	104
6.3 Τσουνάμι Κολούμπο 1650 μ.Χ.	106
6.4 Τσουνάμι Αμοργού 9 Ιουλίου 1956	107
7. ΑΝΑΛΥΣΗ ΧΑΡΤΩΝ	109
7.1 Εισαγωγικό κομμάτι.....	109
7.2 Μεθοδολογία.....	109
ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑ.....	135
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ.....	136

Πίνακας Εικόνων

Εικόνα	Τίτλος	Αριθμός Σελίδας
Εικόνα 2.1	Απεικόνιση θέσης Αιγαίου Πελάγους στο χώρο της ανατολικής Μεσογείου	11
Εικόνα 2.2	Απλοποιημένος χάρτης των τμημάτων του σημερινού ελληνικού τόξου και οι επιμέρους μονάδες που περιλαμβάνει. 1: Υποθαλάσσια οροσειρά των τμημάτων της Ανατολικής Μεσογείου, 2: Ελληνική τάφρος, 3: Ελληνικό νησιωτικό τόξο, 4: Οπισθοτάφρος Κρητικού Πελάγους, 5: Ηφαιστειακό τόξο νότιου Αιγαίου. Τα κίτρινα ανύσματα δείχνουν τη φορά και την ταχύτητα κίνησης της πλάκας, όπως υπολογίζονται από δορυφορικές μετρήσεις (GlobalPositioningSystem, GPS)	13
Εικόνα 3.1	Γεωτεκτονική θέση της λεκάνης του Βορείου Αιγαίου στο πλαίσιο της τεκτονικής πλάκας της Ανατολικής Μεσογείου. Τα βέλη που αντιστοιχούν στον ετήσιο ρυθμό του διανύσματος ολίσθησης που καθορίζεται από τις μετρήσεις GPS (με βάση τα δεδομένα των Reilingeretal., 2000) υποδεικνύουν την ύπαρξη τεκτονικού ορίου κατά μήκος της λεκάνης του Βορείου Αιγαίου.	19
Εικόνα 3.2	Μορφολογικός χάρτης κλίσεων πρανών	20
Εικόνα 3.3	Μορφοτεκτονικός χάρτης	22
Εικόνα 3.4	Η θέση της λεκάνης της Σκύρου στα νότια της λεκάνης του Βόρειου Αιγαίου κατά μήκος του βόρειου περιθωρίου της μικροπλάκας του Αιγαίου. Συννορεύει στα ανατολικά με το ρήγμα της Βόρειας Ανατολίας και στα νοτιοδυτικά με την Κεντρική Ελληνική Ζώνη Διάτμησης (CentralHellenicShearZone-CHSZ) σχηματίζοντας μια τεκτονική ζώνη McCluskyetal., (2000) (modifiedfromParanikolaouandRoyden, 2007)	24
Εικόνα 3.5	Ο τεκτονικός χάρτης της λεκάνης της Σκύρου	27
Εικόνα 3.6	Μορφολογικός χάρτης βασισμένος στην μελέτη των Nomikouetal., 2012, 2013a, 2013b; Hoofdetal., 2017. Οι λεκάνες στην τεκτονική ζώνη Σαντορίνης-Αμοργού (SATZ) παρουσιάζονται με τα μέγιστα βάθη τους μεταξύ των δυο πλατώ που περιβάλλουν την SATZ.	29
Εικόνα 3.7	Σχηματική αναπαράσταση της εξέλιξης μιας κατολίσθησης.	33
Εικόνα 3.8	Μορφολογική ανάλυση υποθαλάσσιου αναγλύφου	34
Εικόνα 3.9	Α) Χάρτης που απεικονίζει τις κλίσεις των πρανών Β) Απεικόνιση της γεωμορφολογίας του θαλάσσιου πυθμένα (Μαύρα= ρήγματα, γκρι αχνό= ρήγματα υποθετικά-Feuillet, 2013; Hübscheretal., 2015; Nomikouetal., 2016b-, πορτοκαλί= ηφαιστειακά οικοδομήματα, κόκκινο= αποθέσεις πυροκλαστικών ροών, καφέ= υλικά/αποθέσεις κατολίσθησης, μώβ= κινήσεις μαζών	36
Εικόνα 3.10	Γενικά μορφολογικά χαρακτηριστικά της περιοχής του Βόρειου Αιγαίου και οι μεγαλύτερες περιθωριακές τεκτονικές ζώνες (απεικονίζονται με κόκκινες γραμμές)	37
Εικόνα 3.11	Επεξεργασμένο τρισδιάστατο βαθυμετρικό μοντέλο της κατολίσθησης στο οποίο παρουσιάζεται το υπερίκειμο και το παρακείμενο τέμαχος της κατολίσθησης. (MA)=	38

	Μικρομορφολογικές ανωμαλίες οι οποίες παρατηρούνται στις ενδιάμεσες πλαγιές σχετίζονται με απότομες αλλαγές στη βαθυμετρία στην κορυφή των πρανών. (STL-SlideToeLobes)= παρατηρούνται στην άκρη τους κατώτερου τμήματος της κατολίσθησης	
Εικόνα 4.1	Τα ηφαιστειακά κέντρα του Ελληνικού Ηφαιστειακού Τόξου σε σύνθετο τοπογραφικό χάρτη χέρσου – θάλασσα (Nomikouetal., 2013). Στον χάρτη κάτω δεξιά απεικονίζεται το γεωδυναμικό πλαίσιο του Ελληνικού Ορογενετικού Τόξου.	39
Εικόνα 4.2	Η εξέλιξη του ηφαιστείου των Μεθάνων, η οποία επηρεάζεται από τις τεκτονικές κινήσεις του Σαρωνικού Κόλπου (Pe-Piper&Piper, 2013)	43
Εικόνα 4.3	Τρισδιάστατη αναπαράσταση της περιοχής που απεικονίζει το ηφαιστειακό πεδίο του Πausανία και το κατακόρυφο άλμα 100 μέτρων, με φορά Δ -Α	44
Εικόνα 4.4	Νησιωτικό σύμπλεγμα Μήλου	45
Εικόνα 4.5	Απεικόνιση πυροκλαστικής ροής στον αρχαιολογικό χώρο Φυλακωπής	48
Εικόνα 4.6	Αυτοφύες θείο στην περιοχή του Καλάμου (ηφαιστειακό κέντρο) στη Μήλο	49
Εικόνα 4.7	Σύγχρονη ηφαιστειακή/ ατμιδική δραστηριότητα στο ηφαιστειακό κέντρο Καλάμου, Μήλος.	51
Εικόνα 4.8	Α) Ενεργό υδροθερμικό πεδίο στη Μήλο (το νησί βρίσκεται στο κόκκινο πολύγωνο) και η θέση του νησιού στο Ελληνικό ηφαιστειακό τόξο. Β) Κοντινή εικόνα της Μήλου και το υδροθερμικό πεδίο στο Παλαιοχώρι. Η κόκκινη περιοχή γύρω από το ανατολικό τμήμα του νησιού απεικονίζει την έκταση (35 km ²) στην οποία παρατηρείται υδροθερμική δραστηριότητα (Dandoetal., 1995).	51
Εικόνα 4.9	Χάρτης μορφολογικών κλίσεων του νότιου Μυρτώου Πελάγους	59
Εικόνα 4.10	Ηφαιστειακό σύμπλεγμα Σαντορίνης (Χριστινών-Κολούμπο	60
Εικόνα 4.11	Γεωλογικός χάρτης Σαντορίνης	62
Εικόνα 4.12	Βαθυμετρικός χάρτης Κολούμπου	64
Εικόνα 4.13	Γεωλογική τομή της περιοχής του ηφαιστείου Κολούμπο. Φαίνεται καθαρά η γεωλογία, η τεκτονική, καθώς και ο ηφαιστειακός θάλαμος του Κολούμπο (ροζ). Στα ΝΝΔ του Κολούμπο φαίνεται το ηφαίστειο της Σαντορίνης με το δικό του μαγματικό θάλαμο (Kiliasetal., 2013)	65
Εικόνα 4.14	Βαθυμετρικός χάρτης του συμπλέγματος Κολούμπο. VC: ηφαιστειακοί κώνοι (ParaskeviNomikouetal., 2013)	67
Εικόνα 4.15	(α) Βαθυμετρικός χάρτης που απεικονίζει τα ηφαιστειακά κέντρα Στρογγύλη και Άβυσσο. Οι κόκκινες γραμμές οριοθετούν τις υποθαλάσσιες ηφαιστειακές εκβολές. (b) Παρουσιάζεται ένας τρισδιάστατος χάρτης της υποθαλάσσιας καλδέρας της Αβύσσου σε βάθη μεταξύ 600m και 680m. (c) απεικόνιση του υποθαλάσσιου κρατήρα κατά τη διάρκεια έρευνας με το THETIS το 2002 σε βάθος 192m στις βορειοδυτικές πλαγιές της Στρογγύλης. (d) Παρατήρηση του υποθαλάσσιου κρατήρα σε βάθη που κυμαίνονται μεταξύ 193m και 199m κατά τη διάρκεια ερευνητικής αποστολής με το ROV το 2010. Το σημείο που έγινε αυτή η αποτύπωση είναι πολύ κοντά με το προηγούμενο (σημείο c) (Nomikou 2004; Nomikouetal., (2013a, b))	70
Εικόνα 4.16	Τρισδιάστατο Ψηφιακό Μοντέλο εδάφους (DEM) το οποίο προέκυψε από την ψηφιοποίηση των τοπογραφικών φύλλων	71

	κλίμακας 1:5.000 στα πλαίσια του Ευρωπαϊκού Προγράμματος GEOWARN (2003).	
Εικόνα 4.17	Γεωλογικός χάρτης Νισύρου, Νομικού 2004	72
Εικόνα 4.18	Βαθυμετρικός χάρτης Κανδελιούσσας (Νομικούetal., 2013)	76
Εικόνα 4.19	Το πλειστοκαινικό (Calabrian) τοφφικόπλατώ της Κω (ΚΤΡ) το οποίο κάλυπτε μια έκταση 5000 km ² αποτελούμενο από ροές κίσηρης (rutice) τροποποιημένο έπειτα των Pe-Piperetal., (2005) και Bachmann (2010)	79
Εικόνα 4.20	Αριστερά: Κύριες ενότητες Α-Δ της Μινωικής έκρηξης, όπως φαίνονται στα λατομεία Φυρά και Μαυρομάτη (Karátsonet. al, 2020), Δεξιά: Απεικόνιση ενότητας Γ που περιέχει τυχαία διανεμημένους κλάστες μέχρι μερικά m σε διάμετρο (Karátsonet. al,2020).	82
Εικόνα 4.21	Σχηματική αναπαράσταση της Μινωικής έκρηξης	83
Εικόνα 4.22	Μοντέλο της έκρηξης 1650 μ.Χ. του Κολούμπου (Cantneretal., 2014)	85
Εικόνα 4.23	Τρισδιάστατη αναπαράσταση του μηχανισμού μεταφοράς της τέφρας τόσο κατά το αρχικό στάδιο όσο και κατά τη διάρκεια της έκρηξης του Κολούμπο (Fulleretal., 2018)	86
Εικόνα 4.24	Δορυφορική εικόνα του συμπλέγματος Κώ-Νισύρου με ένδειξη σημαντικών δομικών στοιχείων (την καλδέρα της Νισύρου, τον κρατήρα Στέφανο, την πεδιάδα Λακκί).	87
Εικόνα 4.25	Γεωλογικός χάρτης της περιοχής της Κω που παρουσιάζει την κατανομή του ΚΡΤ και τη βαθυμετρία.	88
Εικόνα 5.1	Σεισμοτεκτονικές ζώνες Ελλάδας	91
Εικόνα 5.2	Παρατηρείται το επίκεντρο του σεισμού στη Σάμο-30 Οκτωβρίου 2020 (με το κίτρινο αστέρι). Ακόμα παρουσιάζονται επίκεντρα προηγούμενων σεισμών στο νησί και στη γύρω περιοχή, τα οποία όμως δεν είναι αναλύονται στην παρούσα εργασία καθώς γίνεται λόγος μόνο για τους σεισμούς στον Ελληνικό χώρο από το 1950 και μετά.	97
Εικόνα 5.3	Απεικονίζονται οι καταστροφές που συνέβησαν στο Βαθύ στη Σάμο	98
Εικόνα 5.4	Μορφοτεκτονικός χάρτης του νησιού Σάμου και της λεκάνης της Σάμου	99
Εικόνα 5.5	Στιγμαϊές φάσεις των σεισμικών γραμμών H13 και H14 που δείχνουν την (πρόσφατη) μετατόπιση του δυτικού άκρου του ρήγματος της Αμοργού (AmF) με 12 ms και 6 ms αντίστοιχα πιθανώς προκαλούμενη από το σεισμό του 1956.	101
Εικόνα 6.1	Στάδια δημιουργίας καλδέρας από τη Μινωική έκρηξη και πιθανότητα γένεσης τσουνάμι λόγω εισχώρησης πυροκλαστικών ροών στη θάλασσα	105
Εικόνα 6.2	Απεικόνιση του λιμανιού της Αμοργού πριν και μετά από το τσουνάμι που προκάλεσε ο σεισμός του 1956	108

Συντομογραφίες

Σε όλη την διπλωματική αναγράφονται ορισμένες συντομογραφίες. Παρακάτω συνοψίζονται όλες σε έναν πίνακα.

Πίνακας Συντομογραφιών	
NAT (NorthAegeanTrough)	Η λεκάνη του Βορείου Αιγαίου
CHSZ (Central Hellenic Shear Zone)	Η κεντρική Ελληνική ζώνη διάτμησης
SATZ (Santorini AmorgosTectonicZone)	Τεκτονική ζώνη Σαντορίνης - Αμοργού
AH (AnhydrosHorst)	Τοκέρας της Ανύδρου
SAF (TheSantorini–AnafiFault)	Το ρήγμα Σαντορίνης - Ανάφης
SAB (Santorini-AnafiBasin)	Η λεκάνη Σαντορίνης - Ανάφης
AmF(TheAmorgosFault)	Το ρήγμα της Αμοργού
AnF-AsF(TheAnafi-AstypalaeaFault)	Το ρήγμα Ανάφη – Αστυπάλαια
AF (TheAnhydrosFault)	Το ρήγμα της Ανύδρου
IF(IosFault)	Το ρήγμα της Ίου
ka	Χιλιάδες χρόνια πριν από σήμερα
BP	Πριν από σήμερα
AMS (χρονολόγηση)	Φασματοσκοπία μάζας με χρήση επιταχυντών
Ma	Εκατομμύρια έτη
HVA (HellenicVolcanicArc)	Το Ελληνικό ηφαιστειακό τόξο
VC	Ηφαιστειακός κώνος
K.P.T (Kos Plateau Tuff)	Το φφικόπλατώ της Κω
ROV (remotely operated vehicle)	Τηλεκατευθυνόμενο όχημα

1.Περίληψη

Η παρούσα εργασία θα εστιάσει στην αναγνώριση υποθαλάσσιων γεωκινδύνων, όπως είναι οι κατολισθήσεις, οι ηφαιστειακές εκρήξεις, οι σεισμοί και τα τσουνάμι στο χώρο του Αιγαίου Πελάγους. Αρχικά, θα γίνει αναφορά στην γεωτεκτονική θέση που κατέχει το Αιγαίο στην ανατολική Μεσόγειο καθώς επίσης και στη γεωτεκτονική του εξέλιξη του τόσο πριν όσο και κατά τη διάρκεια του Τριτογενούς. Έπειτα, θα μελετηθεί η μορφολογία του Αιγαίου καθώς και πως αυτό χωρίζεται σε μεγάλες και μικρότερες λεκάνες από το βόρειο έως το νότιο τμήμα του. Στο κεφάλαιο της μορφολογίας θα γίνει αναφορά σε έναν από τους υποθαλάσσιους γεωκινδύνους που μπορεί να συναντήσουμε στο χώρο του Αιγαίου, όπου είναι οι κατολισθήσεις. Θα μελετηθούν ως προς τον τρόπο δημιουργίας τους, πως ορίζονται αλλά και που παρατηρούνται στο Αιγαίο. Χαρακτηριστικά θα μελετηθούν δυο από τις μεγαλύτερες και πιο γνωστές υποθαλάσσιες κατολισθήσεις που καταγράφηκαν στο χώρο του Πελάγους και συγκεκριμένα στο νησιωτικό σύμπλεγμα Σαντορίνη-Αμοργός-Χριστιανιά και στη λεκάνη του Βόρειου Αιγαίου. Στη συνέχεια θα γίνει αναφορά στο Ελληνικό ηφαιστειακό τόξο καθώς και στα νησιά που το αποτελούν, ενώ θα παρουσιαστεί και πως αυτό μετανάστευσε μέσα στο χρόνο. Θα μελετηθεί η ηφαιστειακή δραστηριότητα που χαρακτηρίζει το σύγχρονο Ελληνικό ηφαιστειακό τόξο, ενώ θα παρουσιαστούν και οι σημαντικότερες ηφαιστειακές εκρήξεις που έλεβαν χώρα σε αυτό. Ακολούθως, θα γίνει αναφορά στην σεισμικότητα του Αιγαίου και συγκεκριμένα στους μεγαλύτερους σεισμούς που εκδηλώνονται υποθαλάσσια σε αυτό. Στη συγκεκριμένη εργασία μελετούνται οι σεισμοί για το χρονικό διάστημα 1954-2001 και παρουσιάζεται στην αρχή του κεφαλαίου της σεισμικότητας ο κατάλογος με τους μεγαλύτερους (μεγαλύτερου μεγέθους της κλίμακας Richter) υποθαλάσσιους σεισμούς που έχουν λάβει χώρα μέσα στο προκειμένο χρονικό διάστημα. Εκτός από αυτούς, θα γίνει αναφορά και των υποθαλάσσιων σεισμών με το μεγαλύτερο μέγεθος των τελευταίων 3 χρόνων (2017 -2020). Άλλος ένας γεωκίνδυνος που μπορεί να παρατηρηθεί στον υποθαλάσσιο χώρο του Αιγαίου είναι τα τσουνάμι. Θα αναφερθούν λοιπόν στη συνέχεια μετά τους σεισμούς, γενικά χαρακτηριστικά σχετικά με τα τσουνάμι τα οποία παρατηρούνται στο χώρο της Ανατολικής Μεσογείου και θα αναλυθεί ο μηχανισμός γένεσης των τσουνάμι σε κάθε περιοχή εκδήλωσής τους. Τέλος, θα αναφερθεί η μεθοδολογία που ακολουθήθηκε προκειμένου να κατασκευαστούν οι χάρτες που χρησιμοποιήθηκαν στην παρούσα εργασία, οι οποίοι δίνουν τη δυνατότητα απεικόνισης των υποθαλάσσιων γεωκινδύνων καθώς και της μορφοτεκτονικής δομής του ευρύτερου χώρου του Αιγαίου.

Λέξεις κλειδιά: Αιγαίο Πέλαγος, λεκάνες, λεκάνη Βορείου Αιγαίου, Τεκτονική ζώνη Σαντορίνης-Αμοργού, γεωκίνδυνοι, υποθαλάσσιες κατολισθήσεις, ηφαιστειότητα, υποθαλάσσιοι σεισμοί, τσουνάμι, χάρτες, GIS.

1. Abstract

The particular undergraduate thesis will focus on the identification of the submarine geohazards such as landslides, volcanic eruptions, earthquakes and tsunamis in the Aegean Sea. We will provide details for the geotectonic position of the Aegean Sea in the eastern Mediterranean and for the geotectonic evolution of the area, both before and during the Tertiary age in the 2nd chapter. In the 3rd chapter we will analyze the morphology of the Aegean, its differentiation in basins and sub-basins from the northern (North Aegean Basin) to the southern (Cretan Basin) part, as also one of the many geohazards that can occur in this area, the submarine landslides. Two of the biggest and most studied submarine landslides which occurred in the Santorini-Amorgos Tectonic zone (SATZ) and the North Aegean Basin respectively, will be analyzed afterwards. Then, in the 4th chapter there will be reference to the Greek Volcanic Arc as well as to the islands that compose it, while it will be represented how it migrated in time (from 110 Ma to its present day position). The volcanic activity that indicates the modern Greek Volcanic Arc will be described, while the most important volcanic eruptions that occurred in it will be analyzed. Later on, (in chapter 5) the seismicity of the Aegean will be presented and specifically the largest earthquakes that took place underwater will be reported. In the present thesis we examine the earthquakes from 1954 to 2001, but apart from these, submarine earthquakes with the largest magnitude (Richter scale) of the last 3 years (2017 -2020) will be also cited. In the 6th chapter we will analyze the last geohazard that can be observed in the Aegean Sea, the tsunamis and their connection with the submarine earthquakes, landslides and the volcanic activity. At last, the methodology followed in order to create the maps which we used in this thesis will be reported in details, by which the submarine geohazards as well as the morphotectonic structure of the wider Aegean Sea can be represented.

Keywords: Aegean Sea, basins, North Aegean Basin, Santorini-Amorgos Tectonic Zone, geohazards, submarine landslides, volcanism, submarine earthquakes, tsunamis, maps, GIS.

2.Εισαγωγή

Στο κεφάλαιο αυτό θα γίνει ανάλυση της γεωτεκτονικής θέσης και εξέλιξης του Αιγαίου Πελάγους, προκειμένου να γίνει αντιληπτό που βρίσκεται το Αιγαίο μέσα στον Ελλαδικό χώρο καθώς και ποια είναι τα τεκτονικά καθεστώτα που επικρατούν σε αυτό. Επίσης, με την αναφορά στη γεωτεκτονική του εξέλιξηθα γίνει κατανοητό από ποιές μορφολογικές ενότητες αποτελείται, ενώ θα γίνει αναφορά και στηνγεωλογική εξέλιξη του Αιγαίου τόσο πριν το Τριτογενές όσο και κατά τη διάρκεια αυτού.

2.1 Γεωτεκτονική θέση του Αιγαίου Πελάγους

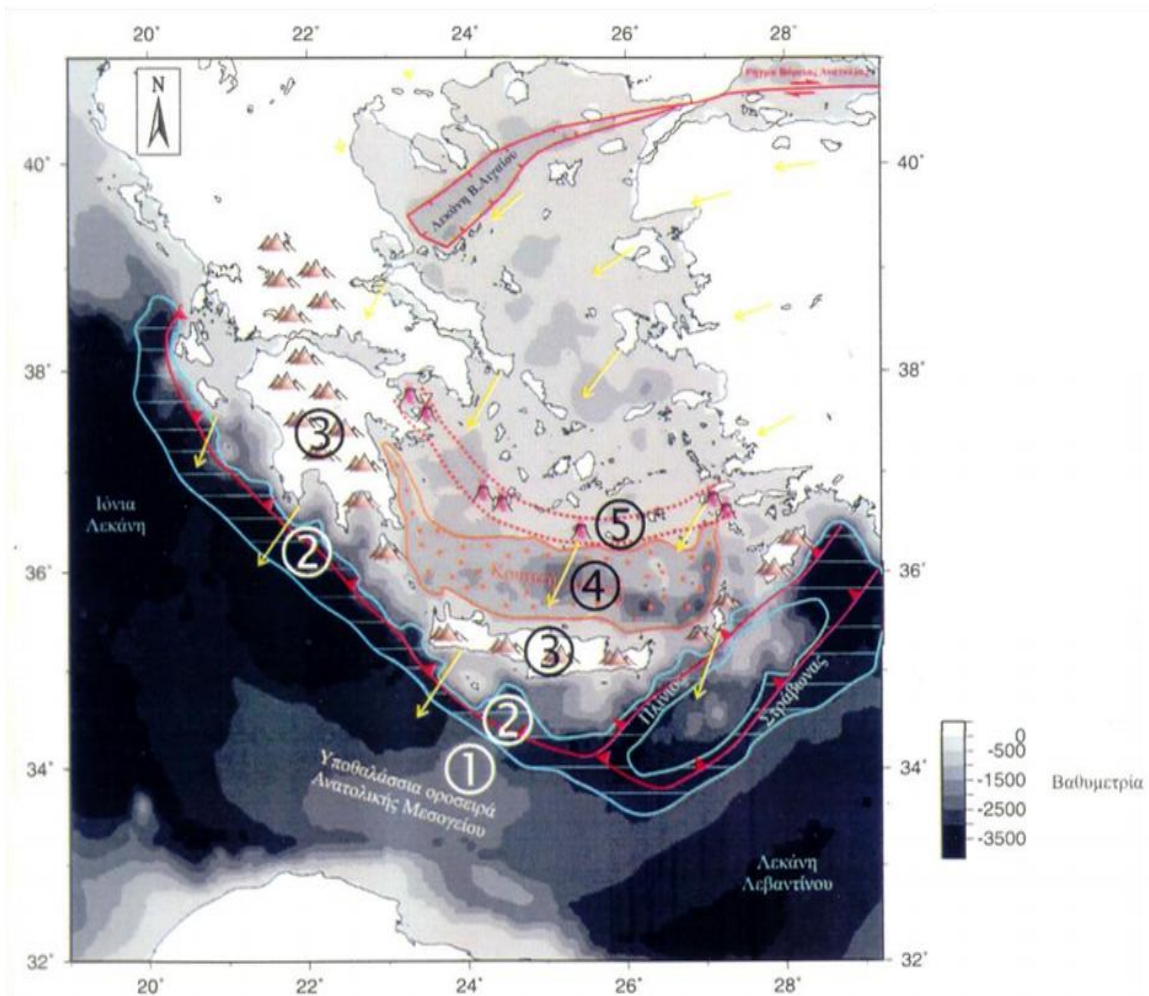
Το Αιγαίο Πέλαγοςτοποθετείται γεωγραφικά στο βορειοανατολικό τμήμα της Ανατολικής Μεσογείου όπουριοθετείται στα βόρεια και δυτικά από την ηπειρωτική Ελλάδα, στα ανατολικά από τις μικρασιατικές ακτές και στα νότια από το νησιωτικότόξο(Πελοπόννησο, την Κρήτη και τα Δωδεκάνησα)καθώς αποτελεί και μια από τις μεγαλύτερες λεκάνες της Ανατολικής Μεσογείου. Το Αιγαίο Πέλαγοςείναι μια πολύπλοκη φυσικό-γεωγραφική ενότηταη οποία τοποθετείταιανάμεσα στο ενεργό περιθώριο της Ευρασιατικής πλάκας πίσω από το ενεργό Ελληνικό τόξο και το σύστημα τάφρων. Το σύστημα αυτό (τάφρων)εκτείνεται από το Ιόνιο Πέλαγος έως τα δυτικά και τα νοτιοδυτικά της Ελληνικής χερσονήσου, στο Λιβυκό Πέλαγος καθώςκαι τη λεκάνη του Λεβαντίνου στα νότια-νοτιοανατολικά, το οποίο αποτελεί τμήμα τουορίου σύγκλισης μεταξύ της Αφρικανικής και Ευρασιατικής πλάκας(**Papanikolaouetal.,2002**).



Εικόνα 2.1: Απεικόνιση θέσης Αιγαίου Πελάγους στο χώρο της ανατολικής Μεσογείου([https://www.researchgate.net/publication/321126536 Assembling Ecological Pieces to Reconstruct the Conservation Puzzle of the Aegean Sea](https://www.researchgate.net/publication/321126536_Assembling_Ecological_Pieces_to_Reconstruct_the_Conservation_Puzzle_of_the_Aegean_Sea))

Ο σημερινός φυσικο-γεωγραφικός τύπος του Αιγαίου είναι το αποτέλεσμα της γεωτεκτονικής του θέσης και ιστορίας του. Συγκεκριμένα, στο χώρο του Αιγαίου παρατηρείται το ενεργό ορογενετικό τόξο της Ελλάδας, όπου είναι δημιουργήματα σύνθετων φαινομένων που προέρχονται από την σύγκλιση των λιθοσφαιρικών πλακών Ευρώπης και Αφρικής. Με τη σύγκλιση αυτή, η Αφρικανική ωκεάνια πλάκα βυθίζεται κάτω από την ηπειρωτική Ευρασιατική, το ενεργό περιθώριο της οποίας αποτελεί ο Ελληνικός χώρος. Το Ελληνικό ορογενετικό τόξο περιλαμβάνει **1)** την Ελληνική τάφρο η οποία εκτείνεται από το Ιόνιο Πέλαγος μέχρι τα νότια της Κρήτης και της Ρόδου και αποτελεί σύστημα βαθιών υποθαλάσσιων βυθισμάτων, **2)** το νησιωτικό τόξο, **3)** την οπισθόταφρο, μια λεκάνη ουσιαστικά με μικρό βάθος η οποία παρουσιάζεται πίσω από το νησιωτικό τόξο και αποτελεί δομή εφελκυστικού τύπου, καθώς και **4)** το ηφαιστειακό τόξο (αναφέρεται εκτενέστερα στα επόμενα κεφάλαια). Η Ελληνική τάφρος που βρίσκεται νότια της Κρήτης καθώς και το νησιωτικό τόξο αποτελούν τα εξωτερικά τμήματα του Ελληνικού ορογενετικού τόξου. Το Αιγαίο χαρακτηρίζεται από δυο περιοχές, την αδρανή και την ενεργό. Στην αδρανή περιοχή αντιστοιχούν τα νησιά των Κυκλάδων έως τη Ροδόπη, το τμήμα δηλαδή του κεντρικού και βόρειου Αιγαίου Πελάγους, ενώ στην ενεργή περιοχή αντιστοιχεί το νότιο Αιγαίο, όπου σε αυτό συμπεριλαμβάνεται κυρίως η Κρητική λεκάνη. Το **όριο** μεταξύ αυτής της ενεργούς και της αδρανούς περιοχής του Αιγαίου βρίσκεται κατά μήκος του σημερινού ηφαιστειακού τόξου (Μέθανα, Σουσάκι, Μήλο – Κίμωλο, Χριστιανά – Σαντορίνη – Κολούμπο και Νίσυρος – Κως) στο νότιο περιθώριο της Κυκλαδικής πλατφόρμας (Papanikolaou, [1993](#)).

Συνάμα το Αιγαίο Πέλαγος αποτελεί την πιο ενεργή σεισμική περιοχή της νοτιοανατολικής Μεσογείου όπου η μικροπλάκα του οριοθετείται στα βόρεια από το ρήγμα της Ανατολίας και στα νότια, όπως έχει ήδη αναφερθεί, από την Ελληνική τάφρο (McKenzie, 1978; Mercier *et al.*, 1989). Στο βόρειο Αιγαίο κυρίαρχη θέση έχουν τα δεξιόστροφα ρήγματα οριζόντιας ολίσθησης, τα οποία βρίσκονται κατά μήκος των τεκτονικών δομών με διεύθυνση βοριανατολικά-νοτιοδυτικά, παράλληλα στην NAT (North Aegean Trough), ενώ συζυγή αριστερόστροφα ρήγματα οριζόντιας ολίσθησης υπάρχουν επίσης στην περιοχή, τα οποία σχετίζονται και με αρκετά μεγάλη σεισμική δραστηριότητα (π.χ. ο σεισμός της 26 Ιουλίου 2001 μεγέθους $M=6.3$ και ο σεισμός της 3 Απριλίου 1967 μεγέθους $M=6.7$ κοντά στη λεκάνη της Σκύρου, McKenzie, 1972; Karakostas *et al.*, 2003; Roumeliotis *et al.*). Στο ανατολικό τμήμα του Αιγαίου παρατηρείται διαφοροποίηση από τα παραπάνω, αφού υπάρχουν πολλά ρήγματα οριζόντιας ολίσθησης τα οποία έχουν διεύθυνση ανατολή-δύση κοντά στα Ελληνικά νησιά, όπως η Σάμος (Papanikolaou *et al.*, [2019](#)).



Εικόνα 2.2: Απλοποιημένος χάρτης των τμημάτων του σημερινού ελληνικού τόξου και οι επιμέρους μονάδες που περιλαμβάνει. 1: Υποθαλάσσια οροσειρά των τμημάτων της Ανατολικής Μεσογείου, 2: Ελληνική τάφρος, 3: Ελληνικό νησιωτικό τόξο, 4: Οπισθοτάφρος Κρητικού Πελάγους, 5: Ηφαιστειακό τόξο νότιου Αιγαίου. Τα κίτρινα ανύσματα δείχνουν τη φορά και την ταχύτητα κίνησης της πλάκας, όπως υπολογίζονται από δορυφορικές μετρήσεις (GlobalPositioningSystem, GPS) (Παπανικολάου et al., 2014)

2.2 Γεωτεκτονική εξέλιξη του Αιγαίου

Η ευρύτερη γεωτεκτονική εξέλιξη του Αιγαίου χωρίζεται σε δυο διαφορετικές περιόδους και περιλαμβάνει την εξέλιξη του πριν το Τριτογενές (μέσα στον Καινοζωικό αιώνα) καθώς και την εξέλιξη του κατά τη διάρκεια του Τριτογενούς, όπου αυτές οι περίοδοι θα αναληθούν στις παρακάτω παραγράφους.

2.2.1 Πριν το Τριτογενές

Η αρχαιότερη παλαιογεωγραφική αναπαράσταση του χώρου του Αιγαίου στο Ηώκαινο περιλάμβανε ένα κομμάτι του σημερινού βορειότερου τμήματός του, όπου είχε ήδη διαμορφωθεί. Αυτή η περιοχή δεν μπορεί να αναγνωριστεί σαν κομμάτι του σε παλαιότερες εποχές, καθώς το ορογενετικό τόξο θα καταλάμβανε περιοχές βορειότερα μέσα στην Ροδοπικήεκτός των παράκτιων περιοχών του.

Με βάση τον **Aubouin** το 1977 αναδείχθηκε η ύπαρξη ενός ορογενετικού τόξου ηλικίας ανώτερου Ιουρασικού - κατώτερου Κρητιδικού στις ενότητες των εσωτερικών Ελληνίδων το οποίο συνέβαλε στηνπαλαιο-αλπική ή ηω-αλπική ορογένεση. Αυτή η παλαιογεωγραφική αναπαράσταση περιλαμβάνει την υποβύθιση του ωκεάνιου χώρου Αξιού- Βαρδάρη κάτω από το Σερβομακεδονικό μασίφ μεοπιθοχώρα την ενότητα της Παϊονίας και με ηφαιστειακό τόξο την ενότητα Πάικον ηλικίας ανώτερου Ιουρασικού. Ο γρανοδιορίτης του Φανού και οι ρούλιθοι του Πάικου είναι χαρακτηριστικές αποδείξεις αυτού του παλαιο-ηφαιστειακού τόξου των Ελληνίδων.

Ωστόσο, η τοποθεσία αυτών των παλαιο-ηφαιστειακών πετρωμάτων μέσα στην τεκτονική δομή των Ελληνίδων δεν αποτελεί τηναυαμενόμενη θέση αυτού του παλαιο-ηφαιστειακού τόξου, αν ακολουθήσουμε την συνολική μετανάστευση τουορογενετικού τόξου. Το ηφαιστειακό τόξο ηλικίας ανώτερου Ιουρασικού εμφανίζεται περίπου στην περιοχή που αναμένεται να εμφανιστεί το ηφαιστειακό τόξο του Μειοκαίνου, αν και η κανονικήτοποθεσία του αναμενόταν βορειότερα λόγωτων ηφαιστειακών πετρωμάτων που συναντώνται στην Ροδοπικήζώνη, Ηωκαινικής ηλικίας. Είναιιαξιοσημείωτο επίσης να αναφερθεί ότι το ηφαιστειακό τόξο ηλικίας ανώτερου Κρητιδικού εμφανίζεται στην ζώνη Srednogradie, η οποία βρίσκεται στο νότιο τμήμα των Βαλκανίδων, πιο συγκεκριμένα στην περιοχή της Βουλγαρίας και της ανατολικής Θράκης πίσω από την ζώνη της Ροδόπης. Η ανώμαλη τοποθέτηση του ηφαιστειακού τόξου του ανώτερου Ιουρασικού – κατώτερου Κρητιδικού οφείλεται στην τεκτονική διαμόρφωση του Ευρωπαϊκού περιθωρίου κατά το ανώτερο Κρητιδικό – κατώτερο Τριτογενές, τότε που οι οφιολιθικές δομές της εσωτερικής τεκτονομεταμορφικής ζώνης των Ελληνίδων δημιουργήθηκαν. Μπορούμε να συμπαιράνουμε ότι ιστορία του Αιγαίου δεν μπορεί να ιχνηλατηθεί παλαιότερα του Καινοζωικού, παρόλο που μη την έννοια «Αιγαίο» θεωρούμε την λεκάνη οπισθοχώρας κάθε ορογενετικής τάφρου στον χώρο των Ελληνίδων(**Papanikolaou, 1993**).

2.2.2 Η εξέλιξη στο Τριτογενές

Κατά τη διάρκεια του Τριτογενούς η επέκταση των λεκανών της παλαιο-οπισθοχώρας καθορίστηκε κυρίως με βάση την εμφάνιση των μολασσικών ιζημάτων που εμφανίζονται στην περιοχή του Αιγαίου, είτε στην ξηρά κατά μήκος των ακτών του, είτε στα νησιά του Αιγαίου ή υπεράκτια στο βυθό κάτω από την επιφάνεια της θάλασσας. Αυτά τα τμήματα των μολασσικών ιζημάτων μπορούν να ομαδοποιηθούν σε πρώην λεκάνες που εμφανίστηκαν στην περιοχή του Αιγαίου, όπως η μόλασσα του Άνω Μειοκαίνου που εμφανίζεται στις Κυκλάδες, η οποία αποτελεί την επέκταση της μεσοελληνικής μολασσικής λεκάνης προς τα ΝΑ (SE) και των πρώιμων Τριτογενών μολασσικών ιζημάτων του Βορείου Αιγαίου. Η επέκταση των παλαιο-ηφαιστειακών τόξων βασίζεται στις εμφανίσεις των τριτογενών ηφαιστειακών πετρωμάτων ή των αντίστοιχων πλουτωνιτών τους. Σε αρκετές περιπτώσεις, όπως στη Λήμνο και τη Λέσβο, τα ηφαιστειακά πετρώματα είναι συντηρημένα σε εκτεταμένες περιοχές. Ωστόσο, σε άλλες περιπτώσεις, τα ηφαιστειακά πετρώματα έχουν διαβρωθεί κυρίως λόγω της σημαντικής τεκτονικής ανύψωσης της περιοχής· όπως στην περίπτωση των Κυκλάδων, όπου το ηφαιστειακό τόξο του Μειοκαίνου αντιπροσωπεύεται από πολυάριθμες γρανοδιοριτικές διεισδύσεις και εμφανίσεις δακτιών.

Στις παλαιογεωγραφικές αναπαραστάσεις του Κάτω- Μειοκαίνου-Πλειοκαίνου και του Ολιγοκαίνου-Άνω Μειοκαίνου, το ηφαιστειακό τόξο εμφανίζεται παράλληλα και πίσω από τις μολασσικές λεκάνες, όπως συμβαίνει σε μια πραγματική τεκτονική διαρύθμιση. Αντιθέτως, στην πρώιμη Τριτογενή παλαιογεωγραφική αναπαράσταση η επέκταση του παλαιο-ηφαιστειακού τόξου επικαλύπτεται σε μεγάλο βαθμό με την επέκταση της λεκάνης της παλαιάς οπισθοχώρας. Αυτή η σύμπτωση αποδεικνύει ότι, είτε η υποβύθιση πραγματοποιήθηκε με καθεστώς μεγάλης γωνίας, είτε ότι ο ρυθμός υπαγωγής ήταν μικρότερος, με αποτέλεσμα η τήξη των υποβυθισμένων πετρωμάτων να σημειώνεται πιο κοντά στη λεκάνη οπισθοχώρας.

Όπως αναφέρθηκε στην προηγούμενη ενότητα καθώς και όπως προκύπτει συμπερασματικά από τα παραπάνω το Αιγαίο υπήρχε ήδη από το κατώτερο Τριτογενές όταν διαμορφωνόταν η μολασσική λεκάνη της Ροδόπης και του βόρειου Αιγαίου, και στη συνέχεια εξελίχτηκε στη σημερινή του μορφή με την μετανάστευση της τάφρου προς τα δυτικά, η οποία δημιούργησε την σημερινή λεκάνη στο Κρητικό Πέλαγος καθώς και το χώρο που καλύπτει το κεντρικό και βόρειο Αιγαίο. Με λίγα λόγια, αυτό σημαίνει ότι το Αιγαίο αποτελούσε πάντα ένα θαλάσσιο χώρο, καθόλη τη διάρκεια του Καινοζωικού αιώνα με αυξημένη ιζηματογένεση μολασσικού τύπου αρχικά, κατά τη διάρκεια του Ολιγοκαίνου-Ηωκαίνου και έπειτα με μεταλλικά ιζήματα μέσα στην τάφρο «Σάρος» στο Μειόκαινο.

Κατά διάρκεια εξέλιξης του χώρου του Αιγαίου στον Καινοζωικό αιώνα, άλλες φορές αυτό αποτελούσε ένα ενιαίο θαλάσσιο περιβάλλον και άλλες φορές ήταν χωρισμένο σε 2 λεκάνες τη βόρεια και τη νότια, οι οποίες χωρίζονταν από μια ξηρά γνωστή και ως Αιγηίδα (“Aegaeis”). Αυτή η βασική γεωγραφική διαφοροποίηση του Αιγαίου έλαβε χώρα στο κατώτερο Μειόκαινο, όταν η μολασσική λεκάνη των Κυκλάδων διαμορφωνόταν στις νότιες Κυκλάδες, διαχωριζόμενη από τη βόρεια λεκάνη του Αιγαίου στο βόρειο τμήμα του. Σε αυτή την περίοδο τα χερσαία τμήματα της Ελλάδας συνδέονταν με τη Μικρά Ασία μέσω της Αττικής, της νότιας Εύβοιας τις βόρειες Κυκλάδες την Ικάρια και τη Σάμο. Αυτός ο χώρος, η «Αιγηίδα», που χώριζε τη βόρεια λεκάνη του Αιγαίου από τη νότια μολασσική λεκάνη,

συνέχισε να υπάρχει και κατά τη διάρκεια του ανώτερου Μειόκαινου, όπου κυριαρχούσε η έντονη ηφαιστειακή δραστηριότητα. Υπάρχουν πολύ γνωστά απολιθώματα θηλαστικών, τα οποία μας δείχνουν ότι όντως υπήρχε μια γέφυρα επικοινωνίας μεταξύ των δυο ακτών του Αιγαίου.

Παράλληλα, ένα τμήμα της Κρητικής λεκάνης άρχισε να δέχεται μαλασσικού τύπου ιζήματα, η οποία καταλάμβανε το χώρο μεταξύ της «Αιγηίδας» και της Κρήτης, αντιπροσωπεύοντας το νησιωτικό τόξο. Εν τω μεταξύ η προηγούμενη μολασσική λεκάνη ανυψώθηκε και μετατοπίστηκε ελάχιστα σε μια παρα-αυτόχθονη θέση λόγω βαρυτικών κινήσεων. Η μετέπειτα οργάνωση του νησιώτικου τόξου συσχετίζεται με τη παράπλευρη κίνηση της πλάκας της Ανατολίας υπό το νέο τεκτονικό καθεστώς της περιοχής, το οποίο καθιερώθηκε μετά την σύγκρουση της Αραβικής πλάκας με την Ευρασιατική, στο μέσο με ανώτερο Μειόκαινο.

Από το ανώτερο Μειόκαινο, το Αιγαίο Πέλαγος τροποποιήθηκε σε δυο μέρη: **1)** το άνοιγμα της Κρητικής λεκάνης με αποτέλεσμα τη μετανάστευση της Κρήτης νότια από το χώρο των Κυκλάδων και **2)** την υποβύθιση της «Αιγηίδας», το οποίο είχε σαν αποτέλεσμα τη δημιουργία των Κυκλάδων, οι οποίες αποτελούν τμήματα των βουνοκορφών της «Αιγηίδας». Η πρώτη σύνδεση της λεκάνης του βόρειου Αιγαίου με την Κρητική λεκάνη συνέβη στο ανώτατο Μειόκαινο- Πλειόκαινο, όπως μαρτυρούν κάποια θαλάσσια ιζήματα, τα οποία συναντώνται στα νησιά Σκύρος, Ικάρια και Μήλος. Παρεμπιπτόντως, η σταδιακή υποβύθιση του χώρου των Κυκλάδων συνέβη σχετικά πρόσφατα στο Τεταρτογενές, κάτι που αντικατοπτρίζεται στο υποθαλάσσιο πλατώ των Κυκλάδων, το οποίο συνενώνει τα νησιά αυτά σε βάθος 100-140 m. Το όριο αυτού του πλατώ οριοθετεί τη βυθισμένη παλαιο-ακτή της πρόσφατης παγετώδους περιόδου, η οποία υποχώρησε λόγω των καθέτων νευστατικών κινήσεων, μετά τις κλιματικές δυσλειτουργίες στο Τεταρτογενές (Papanikolaou, [1993](#)).

3. Μορφολογία του Αιγαίου Πελάγους

Στο παρόν κεφάλαιο θα γίνει μια γενική αναφορά στις μεγαλύτερες λεκάνες από τις οποίες αποτελείται το Αιγαίο Πέλαγος, ενώ πιο αναλυτικά θα παρουσιαστούν οι δομές τους. Στη συνέχεια του κεφαλαίου θα εξεταστούν οι υποθαλάσσιες κατολισθήσεις, θα αναφερθεί ο μηχανισμός γένεσής τους, η σχέση τους με τα τσουνάμι καθώς και οι φάσεις ανάπτυξής τους. Τέλος, θα αναλυθούν οι κυριότερες κατολισθήσεις που έχουν λάβει χώρα στο Αιγαίο Πέλαγος στις λεκάνες Σαντορίνη-Αμοργού και στη λεκάνη του Βόρειου Αιγαίου.

3.1 Διαχωρισμός του Αιγαίου Πελάγους σε ενότητες

Ο σημερινός χώρος του Αιγαίου χωρίζεται σε 3 διαφορετικές ενότητες από το βόρειο μέχρι το νότιο τμήμα, οι οποίες αντιπροσωπεύουν διαφορετικούς γεωδυναμικούς τομείς, εντός της εξέλιξης του Αιγαίου:

- 1) Στο βόρειο τμήμα του Αιγαίου Πελάγους, βρίσκεται η λεκάνη του Βόρειου Αιγαίου η οποία εκτείνεται κατά μήκος του, μεταξύ της Θεσσαλίας, της Μακεδονίας και της Θράκης, καθώς και των Σποράδων και της Λήμνου. Δημιουργήθηκε κατά το ανώτερο Ηώκαινο-Ολιγόκαινο, όταν αναπτύχθηκε μια υποθαλάσσια λεκάνη στην οπισθοχώρα με μολασσική ιζηματογένεση σε ολόκληρη την περιοχή από τη Λήμνο μέχρι τον Άγιο Ευστράτιο στα νότια, και μέχρι τα βουνά της Ροδόπης στα βόρεια. Οι σημερινές ενεργές δομές της λεκάνης του Β. Αιγαίου είναι αποτέλεσμα νεοτεκτονικού καθεστώτος, το οποίο αποτυπώνει μια προϋπάρχουσα Τριτογενή αλπική και μολασσική δομή.
- 2) Το κεντρικό τμήμα του Αιγαίου, το οποίο αποτελείται κυρίως από τα νησιά των Κυκλάδων, την Ικαρία, τη Σάμο, κ.α., τα οποία αποτελούνται από υψηλής πίεσης μεταμορφωμένα πετρώματα, των οποίων η ηλικία μεταμόρφωσης τοποθετείται στο Τριτογενές και η εκταφή τους έλαβε χώρα κατά το Μειόκαινο- Πλειόκαινο. Τριτογενείς ιζηματογενείς λεκάνες παρόμοιες με εκείνες του Β. Αιγαίου δεν υφίστανται σε αυτή την περιοχή (λόγω της Αιγηίδας, το σημερινό πλατώ των Κυκλάδων). Τα μολασσικά ιζήματα του κατώτερου Ολιγοκαίνου-ανώτερου Μειοκαίνου, τα οποία υπάρχουν στην κορυφή της Κυκλαδικής μεταμόρφωσης, είναι αλλόχθονα και η τεκτονική μεταφορά τους χρονολογείται στο αργότερο Μειόκαινο.
- 3) Το νότιο τμήμα του Αιγαίου είναι μάλλον μια γεωμετρική, τοξωτή, βαθιά λεκάνη, η οποία χωρίζει τις Κυκλάδες στα βόρεια, από την Κρήτη στα νότια. Αυτή η λεκάνη, ονομάζεται Κρητική λεκάνη και αποτελεί τον πραγματικό εκπρόσωπο της λεκάνης του Ελληνικού ορογενετικού τόξου που αναπτύχθηκε στο αργότερο Μειόκαινο, πίσω από το νησιωτικό τόξο (όπως έχει αναφερθεί και παραπάνω). Βόρεια, οριοθετείται από το ενεργό ηφαιστειακό τόξο του Αιγαίου, το οποίο αναπτύχθηκε στο νότιο όριο του πλατώ των Κυκλάδων. Πρώιμες εκτιμήσεις του κινηματικού πεδίου στην Ανατολική Μεσόγειο προσδιόρισαν μια κίνηση προς τα δυτικά, της Ανατολίας και μια κίνηση προς το νότιο τμήμα του Αιγαίου, μαζί με μια δεξιόστροφη κίνηση του ρήγματος της Β. Ανατολίας, καθώς και ένα καθεστώς

εφελκυσμού με διεύθυνση B-N στο κεντρικό και νότιο τμήμα του Αιγαίου. (Papanikolaou et al., 2002)

3.2 Κυριότερες λεκάνες του Αιγαίου Πελάγους

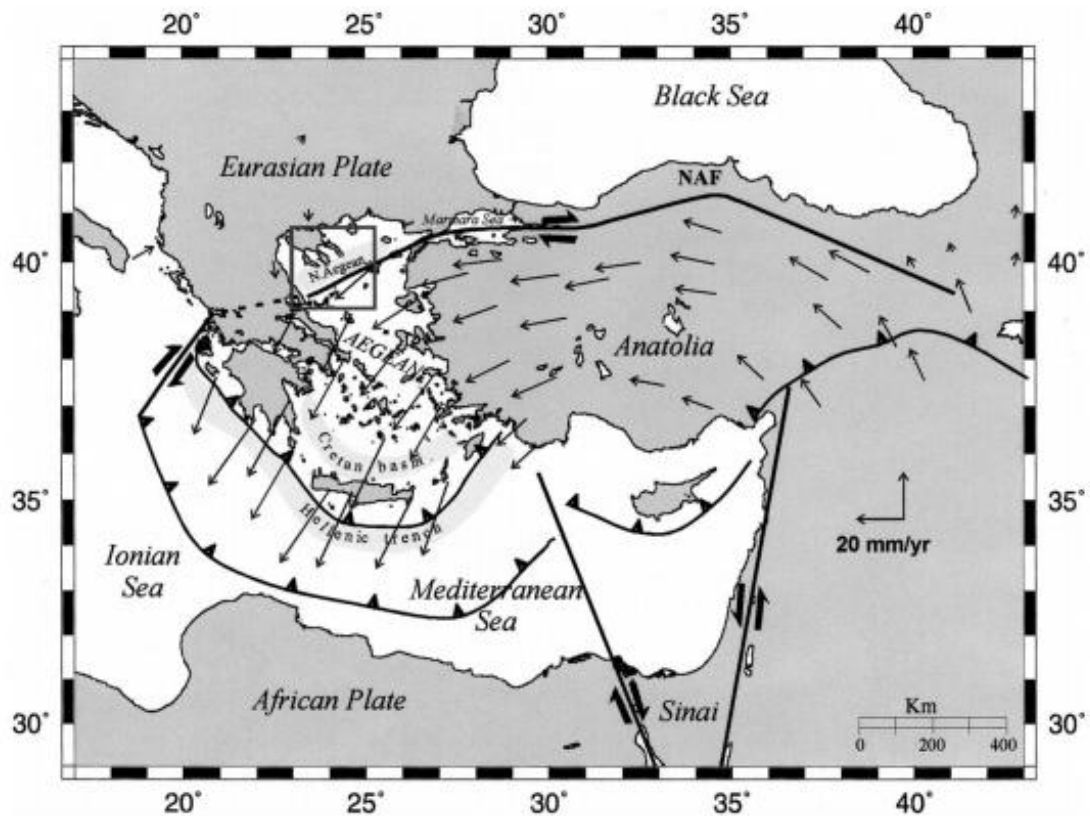
Σε αυτήν την ενότητα θα αναλυθούν οι κυριότερες λεκάνες του Αιγαίου Πελάγους οι οποίες είναι η λεκάνη Βορείου Αιγαίου, η λεκάνη της Σκύρου, η λεκάνη Αμοργού-Ανύδρου-Σαντορίνης καθώς και η Κρητική λεκάνη αφού στις συγκεκριμένες έχουν καταγραφεί οι μεγαλύτεροι θαλάσσιοι γεωκίνδυνοι.

3.2.1 Λεκάνη Βόρειου Αιγαίου

Η λεκάνη του Βόρειου Αιγαίου τοποθετείται στο βόρειο τμήμα του Αιγαίου Πελάγους όπως αναφέρθηκε και στην ενότητα 3.2. Η ανάπτυξη της λεκάνης του βόρειου Αιγαίου βασίζεται σε νεοτεκτονικές κινήσεις στην Μεσόγειο οι οποίες ακολούθησαν την σύγκρουση της Αραβίας με την Ευρασία στο νεότερο Μειόκαινο και την επακόλουθη απόδραση της Ανατολίας προς τα δυτικά, η οποία διευκολύνθηκε με την κίνηση του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας (Papanikolaou et al., 2006).

Μορφολογικά χαρακτηριστικά της λεκάνης του Βόρειου Αιγαίου

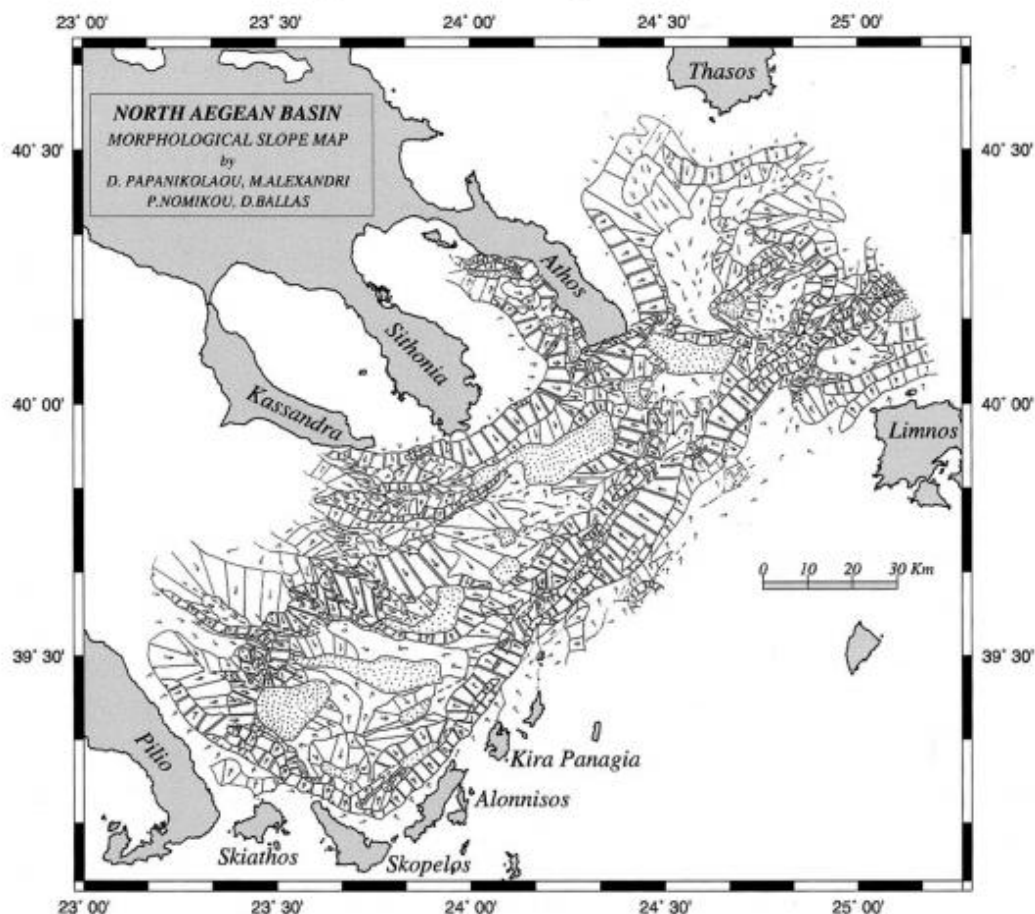
Με βάση μια βαθυμετρική έρευνα που έγινε από τους Papanikolaou et al., 2002, προκύπτει η μορφοτεκτονική δομή της λεκάνης του Βορείου Αιγαίου. Από την έρευνα αυτή παρήχθη ένας βαθυμετρικός χάρτης μέσα από τον οποίο γίνεται ανάλυση της κλίσης των πρανών εξαγοντας ένα ακριβές σχήμα της γεωμετρίας της λεκάνης καθώς και της διάκρισης της, σε πολλές υπολεκάνες (περίπου 20). Η συνολική γεωμετρία της λεκάνης είναι ένα ορθογώνιο τετράεδρο που διαμορφώνεται από τη μεγάλη ασυνέχεια των πρανών και χωρίζει την υφαλοκρηπίδα από την ηπειρωτική κατωφέρεια. Η βαθυμετρική κατανομή της περιοχής μελέτης παρουσιάζει μέγιστο βάθος μεταξύ 300 και 450 m κατά μήκος του υποοριζόντιου άκρου της υφαλοκρηπίδας και βάθη μεταξύ 1000 και 1200 m στο βαθύτερο (basinal) τμήμα των υπολεκάνων. Ο διαχωρισμός του δυτικού τμήματος της λεκάνης του Βόρειου Αιγαίου από το ανατολικό τμήμα (κόλπος του Σάρου) είναι σαφής στην περιοχή μεταξύ Λήμνου και Θάσου, με μέγιστο βάθος τα 490 m. Το 3,2% της λεκάνης χαρακτηρίζεται από πλαγιές με τιμές κλίσης >20%, οι οποίες αντιστοιχούν σε ενεργές ζώνες ρήγματος. Η κλίση τους είναι ΒΑ-ΝΔ (N46°) και ΒΔ-ΝΑ (N136°). Μέσα στη λεκάνη υπάρχουν ορισμένα δευτερεύοντα ρήγματα διεύθυνσης Α-Δ σε περιοχές με μορφολογικές κλίσεις <1%, αντανakλώντας έτσι την παραμόρφωση των επίπεδων των βαθύτερων τμημάτων του εσωτερικού της λεκάνης.



Εικόνα 3.1: Γεωτεκτονική θέση της λεκάνης του Βορείου Αιγαίου στο πλαίσιο της τεκτονικής πλάκας της Ανατολικής Μεσογείου. Τα βέλη που αντιστοιχούν στον ετήσιο ρυθμό του διανύσματος ολίσθησης που καθορίζεται από τις μετρήσεις GPS (με βάση τα δεδομένα των Reilinger et al., 2000) υποδεικνύουν την ύπαρξη τεκτονικού ορίου κατά μήκος της λεκάνης του Βορείου Αιγαίου (Papanikolaou et al., 2002)

Μορφολογική ανάλυση των κλίσεων των πρανών

Ο χάρτης κατανομής κλίσης των πρανών παρουσιάζει τέσσερις κατηγορίες κλίσεων: **(1)** περιοχές μέσης μορφολογικής κλίσης 0-1%, **(2)** περιοχές 1-5%, **(3)** περιοχές 5-20% και **(4)** περιοχές > 20%. Αυτή η ταξινόμηση των μεγεθών κλίσης απεικονίζει με σαφήνεια τις ζώνες όπου υπάρχει απότομη αλλαγή της κλίσης, η οποία συνήθως αντικατοπτρίζει τη θέση των ενεργών τεκτονικών δομών, σε αντίθεση με τις ζώνες που παρουσιάζουν αμελητέα αλλαγή κλίσης, οι οποίες αντανακλούν επίπεδες περιοχές υποθαλάσσιων αναβαθμίσεων (Εικόνα 3.2).



Εικόνα 3.2: *Μορφολογικός χάρτης κλίσεων πρανών (Papanikolaouetal., 2002)*

Με βάση το χάρτη της εικόνας 3.2 μπορεί κανείς να διακρίνει την κατεύθυνση της κλίσης των πρανών η οποία υποδεικνύεται με βέλη και να κατανοήσει τη συνολική γεωμετρία της λεκάνης και κάθε υποθαλάσσιας-λεκάνης, καθώς και τις ασύμμετρες δομές της περιοχής. Επιπλέον, ο μορφολογικός χάρτης της κλίσης των πρανών επιτρέπει τη μελέτη, τη σχέση και τη σύνδεση μεταξύ των διαφόρων υπολεκανών, για γίνει αντιληπτό πώς κατά μήκος μιας συγκεκριμένης κατεύθυνσης, υπάρχουν αλλαγές στο ανάγλυφο, ενώ μπορούν να ανιχνευθούν και οϊπροκύπτουσες ασυμμετρίες, οι οποίες μπορούν να αποδοθούν σε ενεργές τεκτονικές δομές.

Οι περιοχές με κλίση πρανών > 20% καλύπτουν μόνο το 3,2% της συνολικής λεκάνης και αντικατοπτρίζουν τις απότομες ζώνες πρανών οι οποίες ελέγχονται από τα ενεργά τεκτονικά ρήγματα. Αντίθετα, το 34% της λεκάνης καλύπτεται από υποθαλάσσιες- οριζόντιες επιφάνειες, με πολύ χαμηλές κλίσεις πρανών (<1 %), οι οποίες αντιστοιχούν είτε στις ρηχές ηπειρωτικές περιοχές της πλατφόρμας είτε στις βαθύτερες (basinal) περιοχές.

Μορφοτεκτονικά χαρακτηριστικά της λεκάνης του Βόρειου Αιγαίου

Η μορφοτεκτονική ερμηνεία των δυο χαρτών που παρουσιάστηκαν προηγουμένως επιτρέπει τη δημιουργία του μορφοτεκτονικού χάρτη της λεκάνης, με βάση μόνο τα κύρια μορφοτεκτονικά χαρακτηριστικά (Εικόνα 3.3). Διακρίνονται επίσης πολυάριθμες μικρές δομές σε κάθε υπολεκάνη.

Η γενική δομή της λεκάνης δίνεται σε πρώτη προσέγγιση από την άκρη της υφαλοκρηπίδας, η οποία χαρακτηρίζεται από σημαντική ασυνέχεια μεγαλύτερης του 10% της μορφολογικής κλίσης μεταξύ της υφαλοκρηπίδας και της ηπειρωτικής κατωφέρειας. Είναι χαρακτηριστικό ότι τα όρια της λεκάνης είναι ορθογώνια στα ΝΔ και ΝΑ περιθώρια, τα οποία είναι μάλλον συνεχή, σε αντίθεση με τα διαταραγμένα περιθώρια ΒΔ και ΒΑ, τα οποία είναι ασυνεχή και κατακερματισμένα, που μοιάζουν με δομή -κέρας και τάφρος- horstandgraben.

Οι υπολεκάνες αντιπροσωπεύονται σχηματικά σε αυτόν τον χάρτη από τις βαθύτερες επίπεδες περιοχές τους που βρίσκονται σε διάφορα βάθη μεταξύ 900 και 1600 m. Η κατανομή τους οριοθετεί τις πιο απότομες πλαγιές της λεκάνης, η οποία σχηματίζει ένα ορθογώνιο τετράεδρο μήκους 160 km με διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ και πλάτους περίπου 40 km στην ΝΔ πλευρά, το οποίο μειώνεται σε μόλις 20 km στην ΒΑ πλευρά. Κατά συνέπεια, το βάθος του δυτικού τμήματος είναι πολύ υψηλότερο -1400-1600 m. – σε αντίθεση με το ανατολικό τμήμα της λεκάνης, το οποίο είναι -900-1100 m. Οι μόνες εξαιρέσεις εκτός του παραπάνω ορθογώνιου σχήματος είναι οι υπολεκάνες του Σιγγιτικού κόλπου, οι οποίες αναπτύσσονται μέσα στην τεκτονική τάφρο που χωρίζει το τεκτονικό κέρασ του Άθωνος στα ανατολικά από τη Σιθωνία και την Κασσάνδρα στα δυτικά.

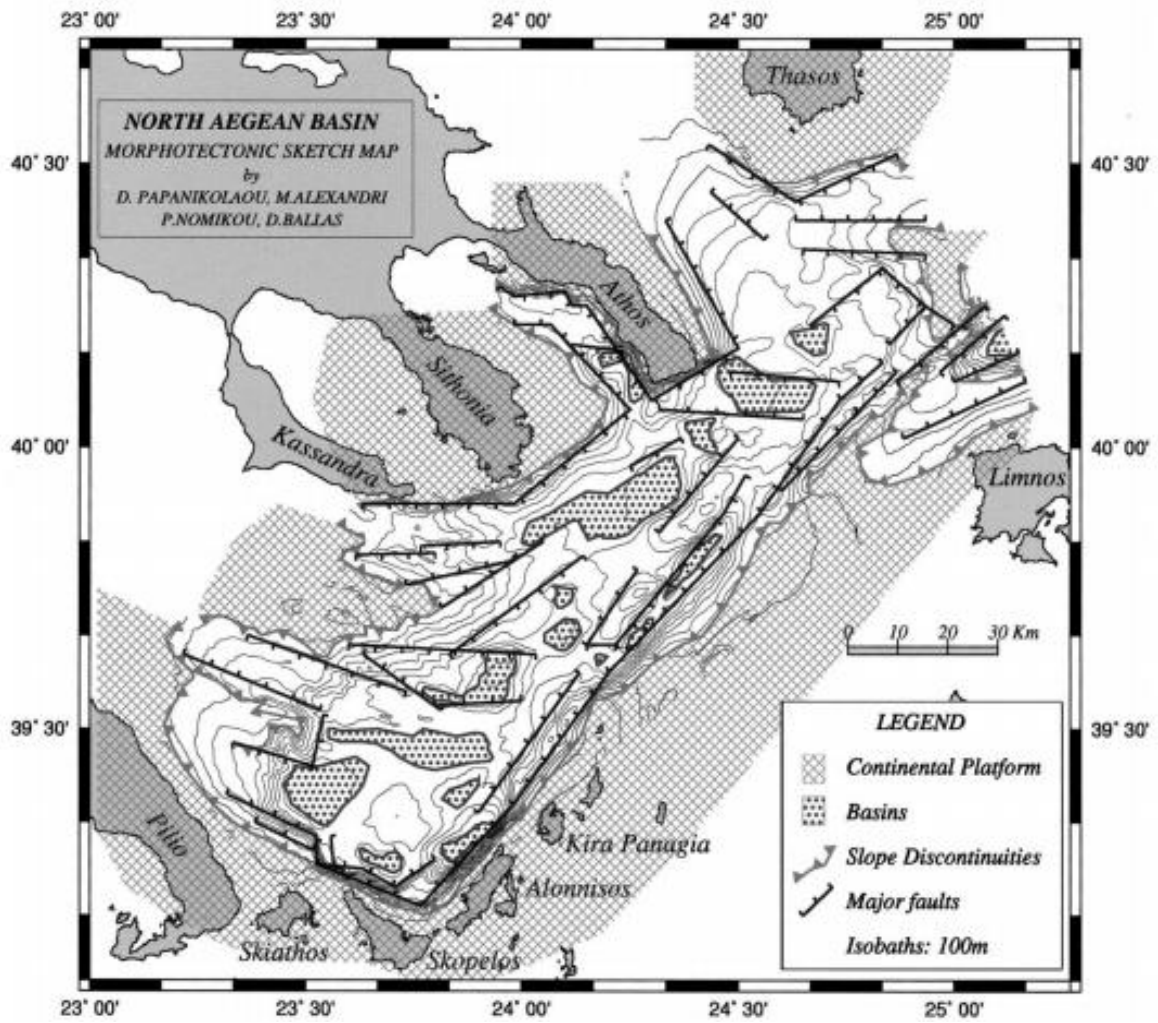
Η συνολική μορφολογία του βυθού ελέγχεται από τα **σημαντικότερα ρήγματα** που περιλαμβάνονται στον μορφοτεκτονικό χάρτη (Εικόνα 5). Τα ρήγματα αυτά στις περισσότερες περιπτώσεις έχουν εντοπιστεί κατά μήκος των γραμμών που χωρίζουν τις υψηλές τιμές κλίσης από τις μικρές και έτσι συνήθως εντοπίζονται στην βάση των υποθαλάσσιων βουνών, διαχωρίζοντας με αυτό τον τρόπο τις περιοχές σχετικής ανύψωσης από τις περιοχές σχετικής καθίζησης.

Σε ορισμένες άλλες περιπτώσεις τα **σημαντικότερα ρήγματα** εντοπίζονται κατά μήκος γραμμών που επηρεάζουν συστηματικά την τοπογραφία, όχι μόνο ως απότομες αλλαγές της μορφολογικής κλίσης αλλά και ως αλλαγή κατεύθυνσης των περιθωρίων ή των υποθαλάσσιων καναλιών και κορυφογραμμών. Τα ρήγματα που αντιπροσωπεύουν το γεγονός αυτό έχουν μήκος άνω των 10 km και δημιουργούν αρκετές εκατοντάδες μέτρα υψομετρική διαφορά στα παρακείμενα τεκτονικά μπλοκ.

Όσον αφορά τις **τεκτονικές δομές** της λεκάνης, αυτές αναπτύσσονται κυρίως προς την κατεύθυνση ΒΑ-ΝΔ και δευτερευόντως κατά ΒΔ-ΝΑ. Ωστόσο, ορισμένες δομές Α-Δ παρατηρούνται επίσης ως δευτερεύουσες εντός της λεκάνης, οριοθετώντας κάποιες ζώνες των βαθιών υπο-basinal περιοχών, όπως στην περίπτωση των υπολεκάνων νότια του Άθω και μεταξύ Κασσάνδρας και Αλόνησου. Με βάση τα δεδομένα της ερευνητικής εργασίας των Papanikolaou et al., 2002 τα ρήγματα διεύθυνσης Α-Δ επικρατούν στις περιοχές όπου οι

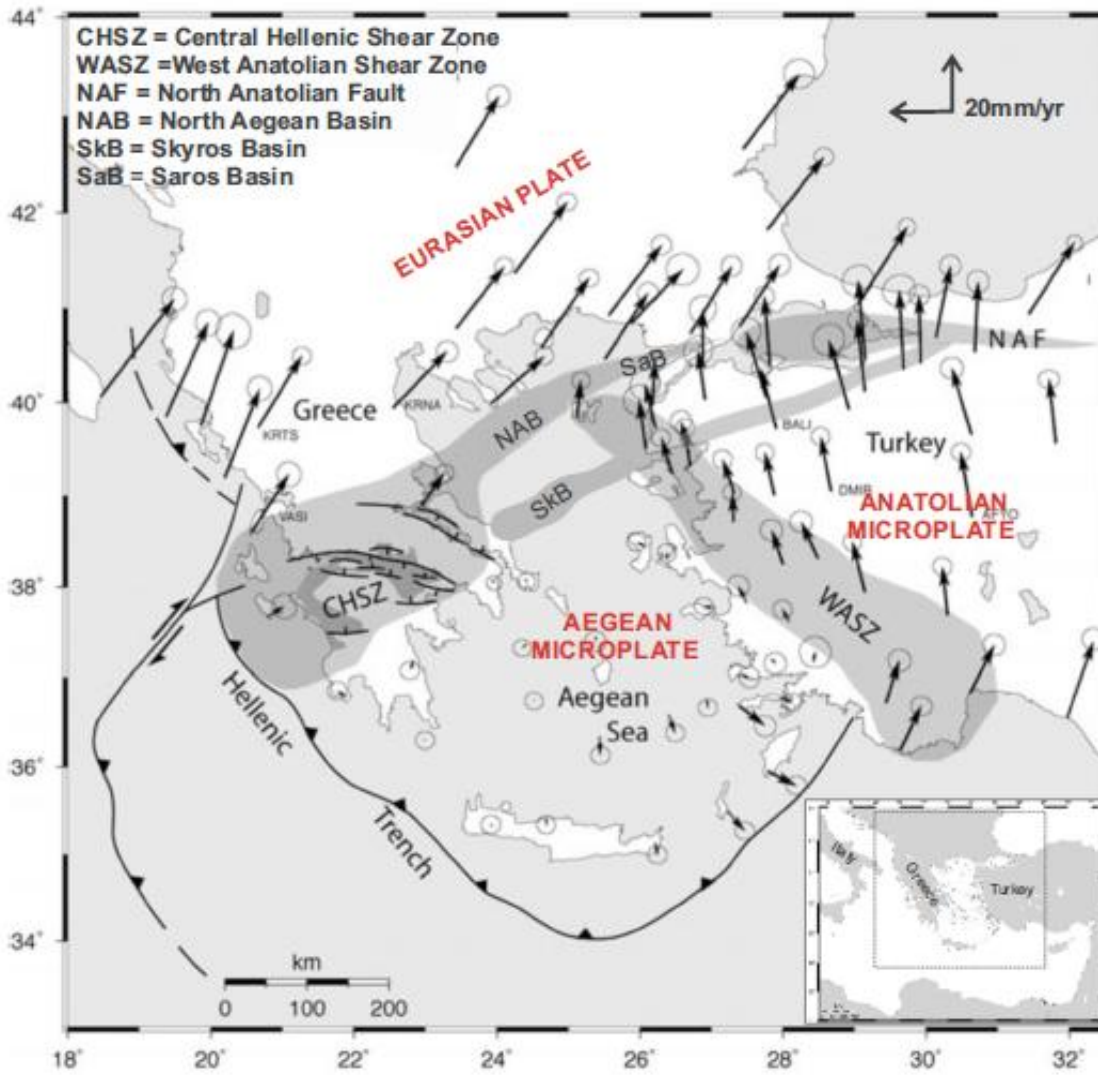
κλίσεις των πρανών είναι <1%. Αυτό οφείλεται στο ότι οι δομές με τη συγκεκριμένη διεύθυνση παρατηρούνται αποκλειστικά εντός των επιπέδων των βαθύτερων τμημάτων του εσωτερικού της λεκάνης στην οποία ανήκουν, ενώ απουσιάζουν από τις περιθωριακές δομές της λεκάνης (Papanikolaou et al., 2002).

Εικόνα 3.3: Μορφοτεκτονικός χάρτης (Papanikolaou et al., 2002)



3.2.2 Λεκάνη της Σκύρου

Η λεκάνη της Σκύρου έχει κλίση ABA-ΔΝΔ και βρίσκεται στο Βόρειο τμήμα του Αιγαίου Πελάγους και αναπτύχθηκε προς τα νότια και υποπαράλληλα με βάση τη λεκάνη Βόρειου Αιγαίου. Η λεκάνη της Σκύρου είναι παρόμοια με τη λεκάνη του Βόρειου Αιγαίου αλλά πολύ μικρότερη, αν και οι δυο φιλοξενούν καθεστώτα εφελκυσμού λόγω της δυτικής προέκτασης του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας, το οποίο χωρίζεται σε δυο μεγάλα τμήματα. Στην πραγματικότητα, η λεκάνη του Βόρειου Αιγαίου βρίσκεται παράλληλα στο όριο της μικροπλάκας του Αιγαίου και η λεκάνη της Σκύρου οριοθετεί την παραμόρφωση του περιθωρίου της πλάκας στα νότια ως μια δευτερογενής τεκτονική δομή. Ωστόσο, και οι δυο λεκάνες μπορούν να παρατηρηθούν στα ΝΔ στην Central Hellenic Shear Zone (CHSZ) στην ηπειρωτική Ελλάδα, η οποία αποτελεί το όριο της μικροπλάκας του Αιγαίου έως την Ελληνική Τάφρο (Papanikolaou and Royden, 2007) (εικόνα 3.4). Έτσι η περιοχή του Βόρειου Αιγαίου και οι λεκάνες της Σκύρου αντιπροσωπεύουν την μετάβαση από ένα καθεστώς έκτασης στα νοτιοδυτικά, το οποίο παρατηρείται λόγω της έλξης από την υποβυθιζόμενη Ελληνική πλάκα, σε ένα καθεστώς δεξιόστροφης ολίσθησης στα ανατολικά (το οποίο φιλοξενείται από την πλευρική προέκταση της Ανατολίας στα δυτικά). Η μορφολογική και τεκτονική δομή της λεκάνης της Σκύρου είναι πολύ λιγότερο μελετημένη σε σχέση με τη λεκάνη του Βόρειου Αιγαίου (Papanikolaou et al., 2019)



Εικόνα 3.4. Η θέση της λεκάνης της Σκύρου στα νότια της λεκάνης του Βόρειου Αιγαίου κατά μήκος του βόρειου περιθωρίου της μικροπλάκας του Αιγαίου. Συννορεύει στα ανατολικά με το ρήγμα της Βόρειας Ανατολίας και στα νοτιοδυτικά με την Κεντρική Ελληνική Ζώνη Διάτμησης (Central Hellenic Shear Zone- CHSZ) σχηματίζοντας μια τεκτονική ζώνη McCluskey et al., (2000) (τροποποιημένη από τους Papanikolaou και Royden, 2007) (Papanikolaou et al., 2019)

Μορφολογικά χαρακτηριστικά της λεκάνης της Σκύρου

Ο βαθυμετρικός χάρτης που προέκυψε από την έρευνα των [Papanikolaouetal.,2019](#), απεικονίζει μια λεκάνη τριγωνικού σχήματος η οποία έχει διεύθυνση ABA-ΔΝΔ και αποτελείται από βάθη που κυμαίνονται από 600 έως 1050 m. Γενικά η γεωμετρία της λεκάνης διαμορφώνεται από μια μεγάλη πλευρική ασυνέχεια, η οποία χωρίζει την υφαλοκρηπίδα από την ηπειρωτική κατωφέρεια σε βάθη μεταξύ 200 και 400m. Το πλάτος της λεκάνης αλλάζει απότομα σε απόσταση 90 km από τη Σκύρο η οποία στενεύει και συνεχίζει να επεκτείνεται για 50 km μέχρι την ακτή της Τουρκίας. Στην ζώνη μετάβασης παρατηρείται αλλαγή του βάθους της λεκάνης καθώς και της διεύθυνσης της. Η διεύθυνση των υπολεκανών αλλάζει από ΒΔ-ΝΑ σε Α-Δ στις κεντρικές υπολεκάνες και σε ABA-ΔΝΔ στις υπολεκάνες που βρίσκονται στα ανατολικά. Αυτή η αλλαγή διεύθυνσης των λεκανών συνοδεύεται και από μεταβολή του βάθους τους όπου από 1060m στα δυτικά, περνούν στα 900m στα κεντρικά και σε 700-550 m στις ανατολικές υπολεκάνες. Οι τελευταίες λεκάνες χωρίζονται μεταξύ τους από ρηχές ράχες 400m και ο προσανατολισμός τους μεταβάλλεται από Α-Δ σε ΒΑ-ΝΔ. Έτσι, το μέγιστο πλάτος της λεκάνης είναι 40km, σε σχέση με το μέγιστο μήκος των δυτικότερων υπολεκανών (διεύθυνσης ΒΔ-ΝΑ), ενώ το πλάτος στα ανατολικά μειώνεται στα 10km. Η γεωμετρία αυτή της λεκάνης της Σκύρου είναι παρόμοια με αυτή της λεκάνης του Βορείου Αιγαίου που έχει περιγραφεί από τον [Papanikolaouetal., \(2002\)](#), υποδεικνύοντας ένα προοδευτικό άνοιγμα της λεκάνης καθώς και αύξηση του βάθους της από τα ABA προς τα ΔΝΔ.

Μορφολογική ανάλυση των κλίσεων των πρανών

Ο μορφολογικός χάρτης κλίσεων των πρανών ταξινομεί τις τιμές των κλίσεων σε 4 ομάδες. Περιοχές με κλίσεις 0-1 μοίρες περιλαμβάνουν το 22% της περιοχής μελέτης, οι οποίες αντιπροσωπεύουν τα βαθιά αβυσσικά πεδία ή τις ρηχές υφαλοκρηπίδες. Κλίσεις 1-5° αντιστοιχούν στο 56% των κατωφερειών και κλίσεις 5-10° αντιστοιχούν στο 12% των ενδιάμεσων ζωνών με το υπόλοιπο 10% να έχει κλίσεις >10°, αντικατοπτρίζοντας την απότομη ζώνη ρηγμάτωσης. Η ταξινόμηση του μεγέθους της κλίσης δείχνει ότι τα υποθαλάσσια πρανά καθώς και οι περισσότερες από τις περιοχές κατωφέρειας, όπου παρατηρείται μια απότομη αλλαγή κλίσης, αντιστοιχούν σε ενεργές ζώνες ρηγμάτων. Αυτές οι ζώνες διαχωρίζουν τα υποκείμενα τεκτονικά blocks σε αβυσσικά βάθη από τα υπερκείμενα blocks της υφαλοκρηπίδας. Έτσι οι υψηλές μορφολογικές κλίσεις οριοθετούν τις ακόλουθες μορφοτεκτονικές ζώνες: **1)** μια στενή ζώνη με προσανατολισμό ABA-ΔΝΔ κατά μήκος του νοτιότερου άκρου της λεκάνης, η οποία επεκτείνεται σε απόσταση 120 km περίπου. Η ζώνη αυτή δημιουργεί μια τεκτονική δομή semi-graben, διότι δεν υπάρχουν παρόμοιες μορφοτεκτονικές δομές στο βόρειο περιθώριο.**2)** Τέσσερις υπο-παράλληλες ζώνες διεύθυνσης ΒΔ-ΝΑ, που βρίσκονται στο νοτιοδυτικό τμήμα της λεκάνης, οι οποίες αναπτύχθηκαν παράλληλα στην ανατολική ακτή της Σκύρου. Αυτές οι ζώνες έχουν μήκος περίπου 40km και συνορεύουν με τη δυτικότερη υπο-λεκάνη και από τις δύο πλευρές, δημιουργώντας ένα κλιμακωτό τεκτονικό βύθισμα. Οι υψηλότερες κλίσεις παρατηρούνται από την πλευρά της ακτής της Σκύρου, δημιουργώντας ένα ασύμμετρο τεκτονικό βύθισμα. **3)** Μια μικρότερη ζώνη μήκους 15 km με διεύθυνση Α-Δ στο κεντρικό μέρος του βόρειου περιθωρίου της λεκάνης. Κατά μήκος αυτού του περιθωρίου ένα τμήμα της λεκάνης αποκτά

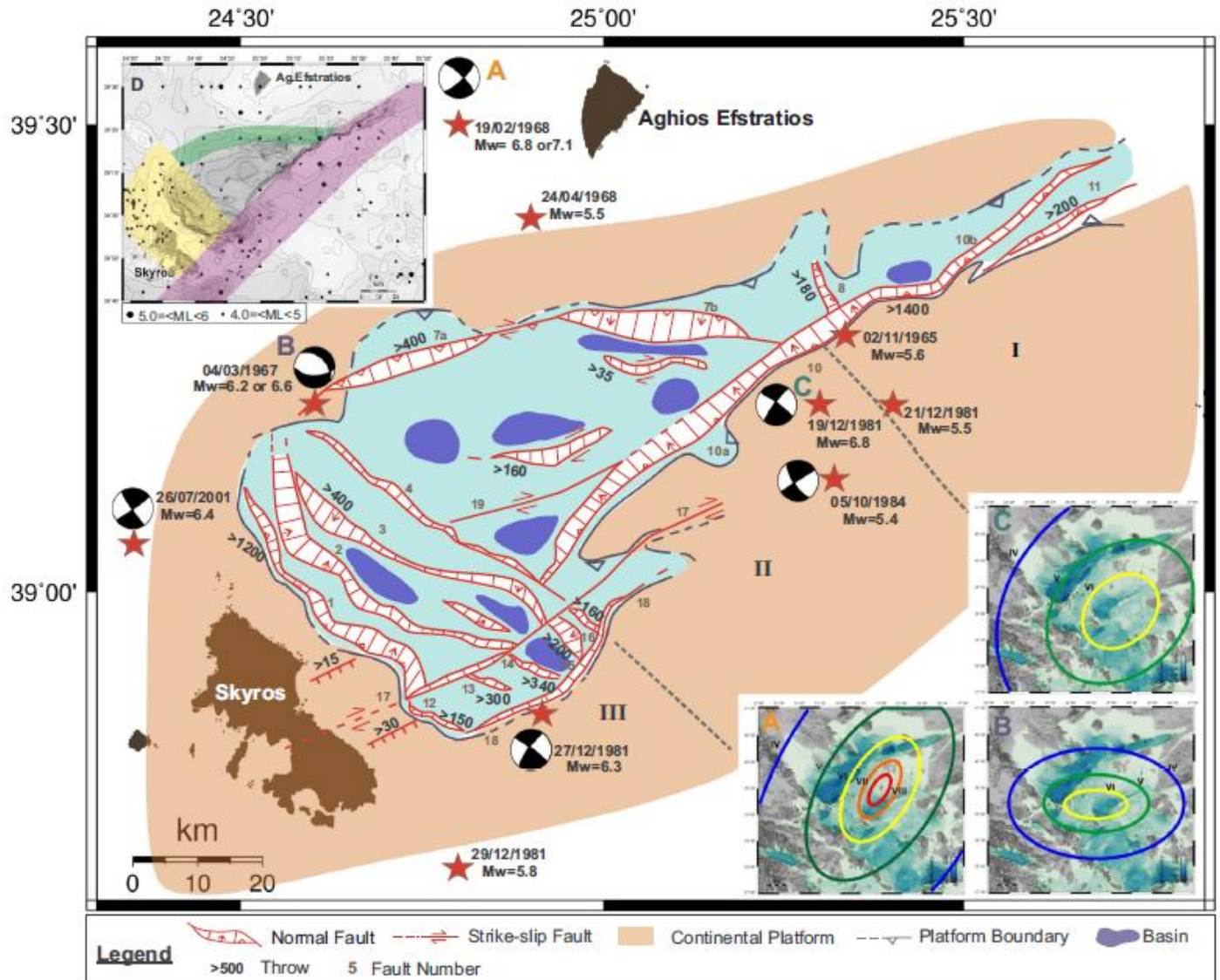
τη γεωμετρία ενός ασύμμετρου βυθίσματος με πολύ υψηλότερο υποθαλάσσιο πρηνή στο νότιο περιθώριο παρά στο βόρειο (Papanikolaouetal.,2019)

Τεκτονικά χαρακτηριστικά της λεκάνης της Σκύρου

Σύμφωνα με την έρευνα των Papanikolaouetal.,2019 που αναφέρθηκε επίσης παραπάνω, έχει δημιουργηθεί ο απλοποιημένος τεκτονικός χάρτης(εικόνα 3.5) της λεκάνης της Σκύρου, ο οποίος περιλαμβάνει 9 υπο-λεκάνες σε βάθη που κυμαίνονται από 1050 m στα νοτιοδυτικά έως 600m στα βορειοανατολικά. Κατά μήκος της λεκάνης της Σκύρου, η οποία έχει μήκος 150km, διακρίνονται τρία τεκτονικά τμήματα με διαφορετικά προφίλ:

- I. Το ανατολικό τμήμα περιλαμβάνει μια υπο-λεκάνη μήκους 45km και 5-8km πλάτος, η οποία κυριαρχείται από ένα ρήγμα διεύθυνσης ABA-ΔΝΔ κατά μήκος του νότιου περιθωρίου. Το ρήγμα αυτό εμφανίζει μια υποθαλάσσια πλαγιά (faultscarp) 400-500m και άλμα >1400m. Δημιουργεί εναημι-βύθισμα (semi-graben), με τα ιζήματα να βυθίζονται με κλίση 5-15° στα νότια. Το πάχος των ιζημάτων αυξάνεται στα 700-800m δίπλα στο ρήγμα, σε αντίθεση με το ιζηματογενές κάλυμμα στην υφαλοκρηπίδα της Λήμνου που έχει πάχος 50-70m. Αυτή η σημαντική διαφορά στη βαθυμετρία και το πάχος των ιζημάτων δείχνει την αναπτυξιακή φύση της δομής και συνεπάγεται σημαντικές διαφορές στα ποσοστά υποβύθισης με 10 φορές μεγαλύτερο ρυθμό να παρατηρείται κατά μήκος του ίχνους τους ρήματος μέσα στη λεκάνη σε σχέση με την περιοχή της υφαλοκρηπίδας (platform).
- II. Το κεντρικό τμήμα διαμορφώνει μια περίπλοκη τριγωνική δομή με μια βάση μήκους 45km με διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ και ένα περιθωριακό ρήγμα στα νότια μήκους 70km με διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ, του οποίου η κανονική συνιστώσα υπερβαίνει τα 1400m και το διεύθυνσης Α-Δ βόρεια αντιθετικό ρήγμα του οποίου το κανονικό component υπερβαίνει τα 400m. Έτσι, ανάμεσα στα δυο ρήγματα δημιουργείται ένα τεκτονικά ασύμμετρο βύθισμα με μέγιστη υποβύθιση στα νότια. Τα δυο αυτά ρήγματα παρουσιάζουν οριζοντιολισθητικά χαρακτηριστικά ενώ ένα ποσοστό από δευτερεύοντα ρήγματα οριζόντιας ολίσθησης με διεύθυνση Α-Δ εντοπίζονται επίσης. Αυτά τα δευτερεύοντα ρήγματα χαρακτηρίζονται από ανθοδομές (flowerstructure) με μικρότερα κατακόρυφα άλματα τα οποία κυμαίνονται από λίγα m έως 200m διαταράσσοντας τον υποθαλάσσιο πυθμένα δημιουργώντας μικρές λεκάνες και ράχες με τοπογραφικές διαφορές που κυμαίνονται από 50-200m. Έτσι, ο θαλάσσιος πυθμένας παρουσιάζει μια περίπλοκη μορφολογία στην οποία δεν παρουσιάζονται οριζόντια στρώματα εκτός από κάποιες αβυσσικές περιοχές που τα βάθη τους κυμαίνονται μεταξύ 950m και 700m.
- III. Στο δυτικό κομμάτι αλλάζει απότομα ο προσανατολισμός των τεκτονικών δομών με ρήγματα διεύθυνσης ΒΔ-ΝΑ, τα οποία δημιουργούν ένα τεκτονικό βύθισμα μήκους 50km, πλάτους 25km και βάθους μέχρι 1050m, το οποίο είναι ασύμμετρο στα δυτικά, όπου η επέκταση ΒΑ-ΝΔ σταδιακά επικρατεί. Πράγματι, κατά μήκος του δυτικού περιθωρίου της ρηγματωγούς ζώνης στα ανοικτά της Σκύρου τα κατακόρυφα άλματα υπερβαίνουν τα 1200m, με τις υποθαλάσσιες πλαγιές (submarine fault scarps) να είναι περίπου στα 400m, ενώ στο ανατολικό περιθώριο του τεκτονικού βυθίσματος με διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ η κάθετη μετατόπιση των

παράλληλων ρηγμάτων περιορίζεται σε μερικές εκατοντάδες μέτρα. Ωστόσο, χαρακτηριστικά οριζόντια ολίσθησης παρατηρήθηκαν κατά μήκος αυτών των ρηγμάτων διεύθυνσης ΒΔ-ΝΑ τα οποία επαληθεύονται επίσης από την αριστερόστροφη κίνηση οριζόντιας ολίσθησης εντοπισμένα από τον μηχανισμό γένεσης του σεισμού του 2001 μεγέθους 6.4.



Εικόνα 3.5: Ο τεκτονικός χάρτης της λεκάνης της Σκύρου (Ραρανικόλαου et al., 2019)

3.2.3 Λεκάνες Ανύδρου-Αμοργού-Σαντορίνης-Ανάφης

Στην ενότητα αυτή θα μελετηθούν οι λεκάνες Αμοργού-Ανύδρου-Σαντορίνης-Ανάφης, οι οποίες περιλαμβάνονται μέσα στην τεκτονική ζώνη Σαντορίνης-Αμοργού (SantoriniAmorgosTectonicZone-SATZ). Οι λεκάνες αυτές εκπροσωπούν τεκτονικά βυθίσματα (semi-graben) ή ασύμμετρες δομές με κλίση προς τα βορειοδυτικά.

Μορφολογικά χαρακτηριστικά των λεκανών

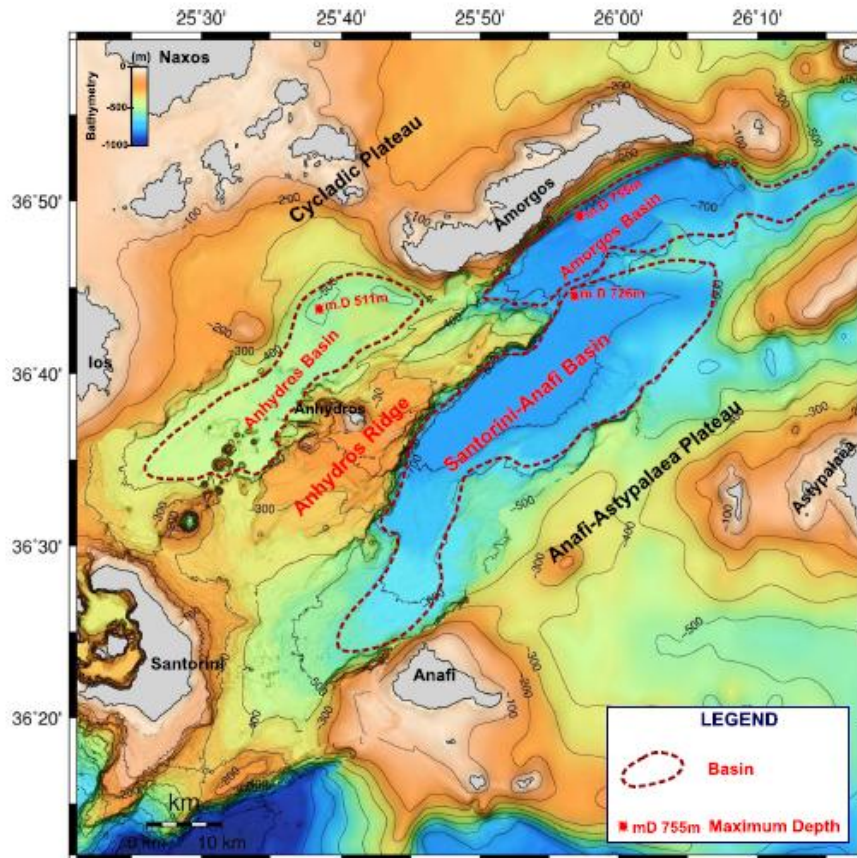
Σύμφωνα με την έρευνα των **Nomikouetal., (2018)**παρήχθηκε ένας νέος βαθυμετρικός χάρτης για την περιοχή μελέτης της συγκεκριμένης ενότητας, από τον οποίο προκύπτει ότι η ζώνη SATZ περιλαμβάνει 3 υπο-παράλληλες λεκάνες με βάθη γύρω στα 500-750m, οι οποίες είναι προσανατολισμένες προς τα ΒΑ-ΝΔ. Η τεκτονική ζώνη χωρίζει το πλατώ των Κυκλάδων από το πλατώ Ανάφης-Αστυπάλαιας τα οποία βρίσκονται στα βόρεια-βορειοδυτικά και νότια-νοτιοανατολικά αντίστοιχα, όπου τα βάθη κυμαίνονται μεταξύ 100-200m και γενικότερα κάτω από 400m. Οι τρεις λεκάνες που αναφέρονται στη συγκεκριμένη ενότητα, όπου μελετήθηκαν και στην έρευνα των επιστημόνων είναι οι εξής:

Α) η λεκάνη της Ανύδρου, στην οποία το μέγιστο βάθος φθάνει τα 511m στο βορειοανατολικό κομμάτι της λεκάνης, ενώ το δυτικό τμήμα της είναι χωρισμένο σε δυο παράλληλες υπο-λεκάνες οι οποίες διακρίνονται μεταξύ τους από την ενδιάμεση ηφαιστειακή αλυσίδα του Κολούμπου. Το μήκος των λεκανών αυτών κυμαίνεται περίπου στα 40-50 km και το πλάτος τους στα 10km.

Β) η λεκάνη της Αμοργού με μέγιστο βάθος 755m η οποία βρίσκεται στις βόρειες ακτές του νησιού. Το μήκος της λεκάνης αυτής είναι στα 50-60km και το πλάτος της κυμαίνεται μεταξύ 10 και 15km.

Γ) η λεκάνη Σαντορίνης-Ανάφης με μέγιστο βάθος 726m η οποία βρίσκεται στα βόρεια ακριβώς κάτω (νότια) από το όριο της με την λεκάνη της Αμοργού. Το μήκος της λεκάνης είναι στα 60-70km και το πλάτος της κυμαίνεται από 10-20km.

Η λεκάνη της Ανύδρου χωρίζεται από τη λεκάνη Σαντορίνης-Ανάφης από το κέρασ της Ανύδρου (AnhydrosHost- AH) κορυφή του οποίου αποτελεί το νησάκι της Ανύδρου. Το AH στα ανατολικά σχηματίζει ένα βύθισμα το οποίο διαχωρίζει τη λεκάνη της Αμοργού στα νότια, από το ανατολικό κομμάτι της λεκάνης Σαντορίνη-Ανάφης στα νότια. Η γεωμετρία της λεκάνης της Ανύδρου είναι συμμετρική ενώ των άλλων δυο λεκανών είναι ασύμμετρη με απότομες πλαγιές στα περιθώρια τους στα βορειοδυτικά ενώ παρατηρούνται πιο ήπιες πλαγιές στα νοτιοανατολικά τους περιθώρια (εικόνα 3.6).



Εικόνα 3.6: Μορφολογικός χάρτης βασισμένος στην μελέτη των Nomikouetal., 2012, 2013a, 2013b; Hoofdetal., 2017. Οι λεκάνες στην τεκτονική ζώνη Σαντορίνης-Αμοργού (SATZ) παρουσιάζονται με τα μέγιστα βάθη τους μεταξύ των δυο πλατώ που περιβάλλουν την SATZ (Nomikouetal., 2018)

Κυριότερα ρήγματα στις λεκάνες Ανύδρου-Αμοργού-Σαντορίνης-Ανάφης

Στην έρευνα που αναφέρθηκε παραπάνω, έγινε επίσης περιγραφή της σεισμικής στρωματογραφίας των τριών λεκανών η οποία υπέδειξε τον κύριο ορόλο των ενεργών ρηγμάτων που έχουν αναπτύξει τεκτονικά κέρατα και κατάφρους (horstandgraben) στην περιοχή μελέτης. Τα κυριότερα ρήγματα βρίσκονται στα όρια των λεκανών, ενώ άλλα μικρότερα ρήγματα παραμορφώνουν το εσωτερικό τους, με ελάχιστη επίδραση στη συνολική εξέλιξη της περιοχής. Τα σημαντικότερα ρήγματα κατά μήκος της SATZ που συνορεύουν με τις τρεις λεκάνες (όπου περιγράφηκαν παραπάνω) και την ενδιάμεση κορυφογραμμή/κέρατα (horst) τους είναι τα ακόλουθα:

- i) Το ρήγμα Σαντορίνης - Ανάφης (The Santorini–Anafi Fault, SAF)

Το SAF είναι το μεγαλύτερο ρήγμα της SATZ, με μήκος άνω των 60 km. Έχει δημιουργήσει τη SAB (Santorini-Anafi basin), η οποία αποτελεί ένα ασύμμετρο τεκτονικό βύθισμα μεταξύ του SAF, που σχηματίζει το βορειοδυτικό περιθώριο

του τεκτονικού βυθίσματος, καθώς και τα ρήγματα των νησιών Ανάφης και Αστυπάλαιας τα οποία σχηματίζουν το νοτιοανατολικό του περιθώριο. Ο προσανατολισμός του είναι ΒΑ-ΝΔ και αποτελεί ένα κανονικό ρήγμα όπου το υποκείμενο τέμαχος του βρίσκεται στη ράχη της Ανύδρου και το υπερκείμενο στη SAB.

ii) The Amorgos Fault (AmF) – Το ρήγμα της Αμοργού (AmF)

Το AmF εμφανίζεται μόνο στο βορειοανατολικό τμήμα της SATZ με προσανατολισμό ΒΑ-ΝΔ και έχει μήκος περίπου 40 km. Στο βορειοανατολικό τμήμα και ακριβώς πάνω στην πλαγιά της Αμοργού υπάρχει ένα κανονικό ρήγμα με το αλπικό υπόβαθρο της Αμοργού να σχηματίζει το υποκείμενο τέμαχος (footwall) του και το AmB να σχηματίζει το υπερκείμενο τέμαχος (hangingwall) του. Έχει παραχθεί ένα ημι-βύθισμα (semi-graben), ασύμμετρο προς τα ΒΔ με χαρακτηριστική κλίση των στρωμάτων και τυπικές δομές ανάπτυξης.

iii) The Anafi-Astypalaea Fault (AnF-AsF) – Το ρήγμα Ανάφη – Αστυπάλαια (AnF – AsF)

Το ρήγμα Ανάφη-Αστυπάλαιας αντιπροσωπεύει μια ζώνη μήκους άνω των 70 km, άκρες της οποίας αποτελούν, το ρήγμα της νήσου Ανάφη (AnF) στα ΝΔ και το ρήγμα της νήσου Αστυπάλαιας (ASF) στα ΒΑ. Μεταξύ των δύο ρηγμάτων υπάρχουν μικρότερα ρήγματα που διατηρούν τη γενική γεωμετρία της SAB.

iv) The Anhydros Fault (AF) – Το ρήγμα της Ανύδρου (AF)

Το ρήγμα της Ανύδρου (AF) περιγράφηκε από τους Nomikou et al., [2016](#), καθώς δεν έχει μελετηθεί στην παρούσα εργασία. Έχει προσανατολισμό ΒΑ-ΝΔ και μήκος περίπου 15-20 km. Έχει δημιουργήσει μαζί με το IF (Ios Fault) το βύθισμα της Ανύδρου, που φιλοξενεί κατά μήκος του την ηφαιστειακή αλυσίδα του Κολούμπου.

3.2.4 Κρητική λεκάνη

Στην παρούσα ενότητα θα γίνει αναφορά στην Κρητική λεκάνη η οποία αντιπροσωπεύει τη μεγάλη λεκάνη εμπρός της Ελληνικής ζώνης υποβύθισης. Αυτή η επιμήκης, από ανατολικά προς τα δυτικά, σχεδόν βόρεια-νότια-προεκτεινόμενη λεκάνη συνορεύει βόρεια με το Ελληνικό ηφαιστειακό τόξο και νότια με την Κρήτη, και αποτελεί μια εκτατόμενη δομή horst (Bonneau, 1984) η οποία εξακολουθεί να ανυψώνεται ($\geq 6 \text{ mm a}^{-1}$, Ganas and Parsons, 2009).

Μορφοτεκτονικά χαρακτηριστικά της Κρητικής λεκάνης

Η μορφολογία της Κρητικής λεκάνης, με βάση πληροφορίες από διάφορες έρευνες που έχουν λάβει χώρα μέχρι τώρα, έχει διαμορφωθεί τόσο από την τεκτονική παραμόρφωση μέσα από ένα σύστημα half-graben όσο και από την υποβύθιση (subsidence) της Κρητικής λεκάνης. Συγκεκριμένα, η Κρητική λεκάνη αποτελείται από αρκετές μεγάλου μήκους υπολεκάνες, από τις οποίες η λεκάνη Καμιλονήσι έχει το μεγαλύτερο βάθος που φτάνει μέχρι τα 2500m. Με αυτές τις υπολεκάνες καθώς και με την ευρύτερη Κρητική λεκάνη που τις περιλαμβάνει, συνδέονται μεγάλα ρήγματα τα οποία κλείνουν (trend) προς τα ΒΑ-ΝΔ. Παρατηρείται και ένα μικρότερο σύστημα ρημάτων στην περιοχή, το οποίο έχει διεύθυνση ΝΑ-ΒΔ. Εν τέλει, λόγω της επέκτασης της περιοχής εμπροσθεν του τόξου, της υποβύθισης των υπολεκάνων της Κρητικής λεκάνης, καθώς και της ανύψωσης του νησιού της Κρήτης, οι βόρειες πλαγιές του νησιού παρουσιάζουν απότομη και ακανόνιστη τοπογραφία και μορφολογία (Strozyk et al., 2010).

Με βάση την έρευνα των Mascle J., Le Quellec P., Leiti O., Jongsma D., «[Structural sketch of the Hellenic continental margin between the western Peloponnese and the eastern Crete](#)» μπορούν να διακριθούν δυο κύριες δομικές περιοχές στην Κρητική λεκάνη: **(1)** μια εσωτερική περιοχή που αποτελείται από μια σειρά επεκτατικών χαρακτηριστικών (λεκάνες και κορυφογραμμές) και **(2)** μια εξωτερική περιοχή που παρατηρείται σε τομείς της χαμηλότερης ηπειρωτικής πλαγιάς εντός των βαθυμετρικών κοιλοτήτων (depressions) (η Ελληνική Τάφρος) και των τμημάτων της εξωτερικής πλαγιάς της τάφρου (η βόρεια πλευρά της κορυφογραμμής της Μεσογείου).

3.3 Υποθαλάσσιες κατολισθήσεις

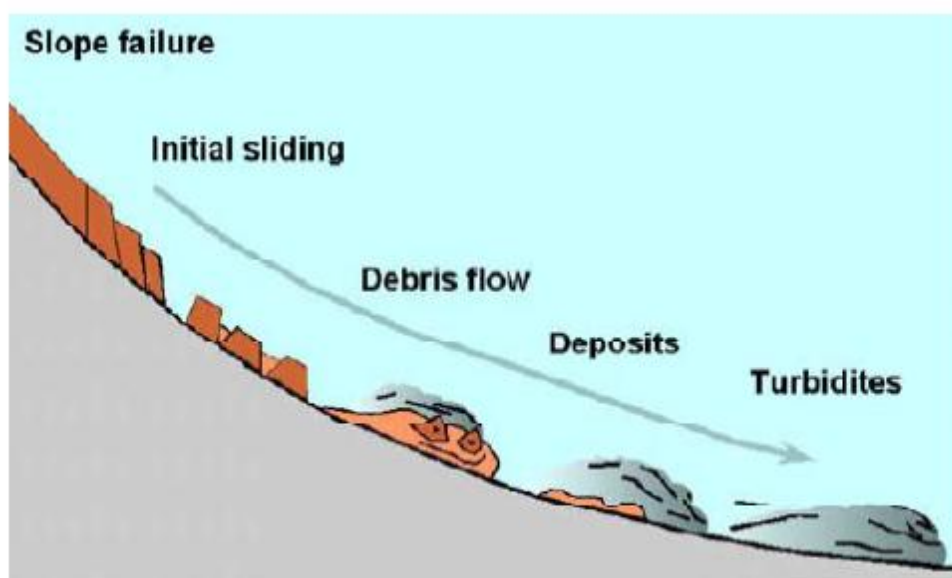
Γενικά χαρακτηριστικά

Οι κατολισθήσεις λαμβάνουν χώρα τόσο υποθαλάσσια όσο και στη ξηρά, με αυτές που γίνονται στο θαλάσσιο χώρο να υπερτερούν. Αποτελούν ένα συχνό φαινόμενο που παρατηρείται σε κεκλιμένες περιοχές του πυθμένα της θάλασσας, συγκεκριμένα σε περιβάλλοντα όπου υπάρχουν αδύναμα γεωλογικά υλικά όπως λεπτόκοκκα ιζήματα τα οποία αποτίθενται με γρήγορο ρυθμό, είτε κατακερματισμένα πετρώματα τα οποία υποβάλλονται σε περιβάλλοντα που ασκούνται έντονες πιέσεις όπως για παράδειγμα εκεί που λαμβάνουν χώρα σεισμοί, μεγάλα κύματα καταιγίδας, και εκεί που επικρατούν μεγάλες πορικές τάσεις πετρωμάτων (Hamptonetal.,1996).

Οι μηχανισμοί που οδηγούν σε κατολισθήσεις καθώς και η μορφολογία που ευνοεί τη δημιουργία τους, τόσο στην επιφάνεια της γης όσο και υποθαλάσσια, παρουσιάζουν μεγάλη ομοιότητα μολονότι εμφανίζουν σημαντικές διαφορές. Οι κατολισθήσεις χαρακτηρίζονται ως η κίνηση (downwardκαι outward) σχηματισμών που διαμορφώνουν πλαγιές, στις οποίες παρατηρείται διάτμηση κατά μήκος διάφορων επιφανειών των πλαγιών αυτών. Η βαρύτητα κατέχει σημαντικό ρόλο στο μηχανισμό γένεσης μιας κατολίσησης. Ο ρυθμός της κίνησης έχει συμπεριληφθεί στον ορισμό της κατολίσησης, με την προϋπόθεση ότι οι κατολισθήσεις κινούνται περισσότερο από 0,30m περίπου κάθε χρόνο(Garyetal.,, 1974). Οι περισσότερες καταγεγραμμένες κατολισθήσεις έχουν γίνει σε μη συνεκτικοποιημένο ιζημα, ενώ υπάρχουν κάποιες οι οποίες έγιναν σε περιοχές με μεγάλο πάχος πετρωμάτων. Άλλα σχετιζόμενα φαινόμενα με τις κατολισθήσεις αποτελούν οι ροές, όπως ο ερπυσμός, οι ροές κορημάτωνκαι τα τουρβιδιτικά ρεύματα(Hamptonetal.,1996).

Οι υποθαλάσσιες κατολισθήσεις λαμβάνουν χώρα παγκόσμια σε πολλά περιβάλλοντα (λίμνες, κοντά σε ακτές, σε Φιόρδ, σε παθητικά και ενεργητικά ηπειρωτικά περιθώρια). Η αστάθεια των πρηνών αποτελεί επομένως πιθανό κίνδυνο για αρκετές υποθαλάσσιες δραστηριότητες και για διάφορα κατασκευαστικά έργα (constructionprojects). Κινήσεις μαζών κατά μήκος του πυθμένα μπορούν να προκαλέσουν κύματα στην επιφάνεια του νερού (τσουνάμι) τα οποία είναι δυνατόν να εξαπλωθούν σε μεγάλες αποστάσεις. Με βάση τη φύση, το μέγεθος και τη θέση που λαμβάνει χώρα μια κατολίσηση, οι επιπτώσεις που θα επιφέρει το τσουνάμι κατά μήκος των ακτών μπορούν να ποικίλουν από απαρατήρητες έως και εξαιρετικά καταστροφικές. Αυτό σημαίνει ότι είναι μεγάλη ανάγκη η σωστή αξιολόγηση του κινδύνου που προκαλούν οι κατολισθήσεις προκειμένου να εκτιμηθεί και να σχεδιαστεί το κατάλληλο σχέδιο μετριασμού των επιπτώσεων των κατολισθήσεων (Vannesteetal.,2016).

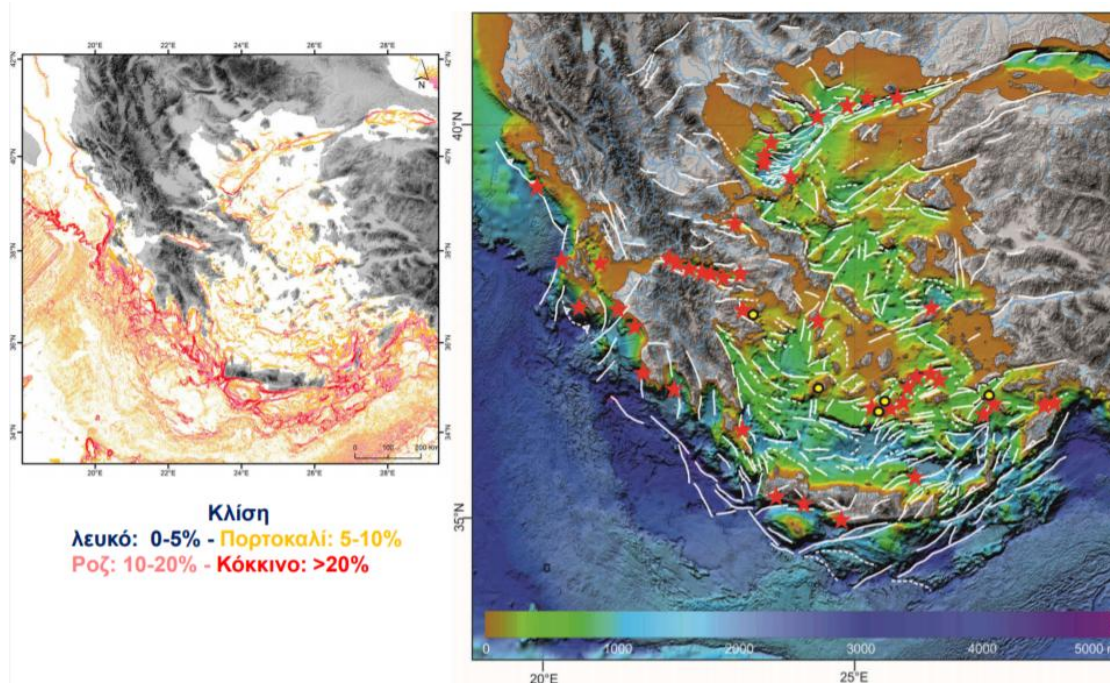
Οι κατολισθήσεις έχουν τρεις κύριες φάσεις ανάπτυξης, (i) μια φάση προετοιμασίας (pre-conditioning), (ii) την πραγματική ενεργοποίηση της κίνησης (the actual mass movement) και τελικά (iii) την ίδια την κατολίσηση (the landslide progress or run-out). Η τρίτη φάση συχνά μπορεί να διαιρεθεί σε υποφάσεις σύμφωνα με το κυρίαρχο καθεστώς ροής (the dominant flow regime), το οποίο επηρεάζει την απόσταση στην οποία θα φθάσει η κατολίσηση καθώς και την πίεση που θα ασκηθεί στις δομές του θαλάσσιου πυθμένα (Vanneste et al., 2016).



Εικόνα 3.7: Σχηματική αναπαράσταση της εξέλιξης μιας κατολίσησης (Vanneste et al., 2016)

Οι κυριότερες υποθαλάσσιες κατολισθήσεις

Στο χώρο του Αιγαίου Πελάγους υποθαλάσσιες κατολισθήσεις παρατηρούνται σε περιοχές που εκδηλώνονται σεισμοί καθώς και ηφαιστειακή δραστηριότητα (παράδειγμα στα νησιά του ηφαιστειακού τόξου, είτε σε περιβάλλοντα σύγκλισης πλακών, και σε περιοχές με απότομες κλίσεις πρανών). Από αυτές στην παρούσα ενότητα θα μελετηθούν οι κατολισθήσεις στην τεκτονική ζώνη Σαντορίνης-Αμοργού καθώς και στη βόρεια λεκάνη του Αιγαίου Πελάγους.



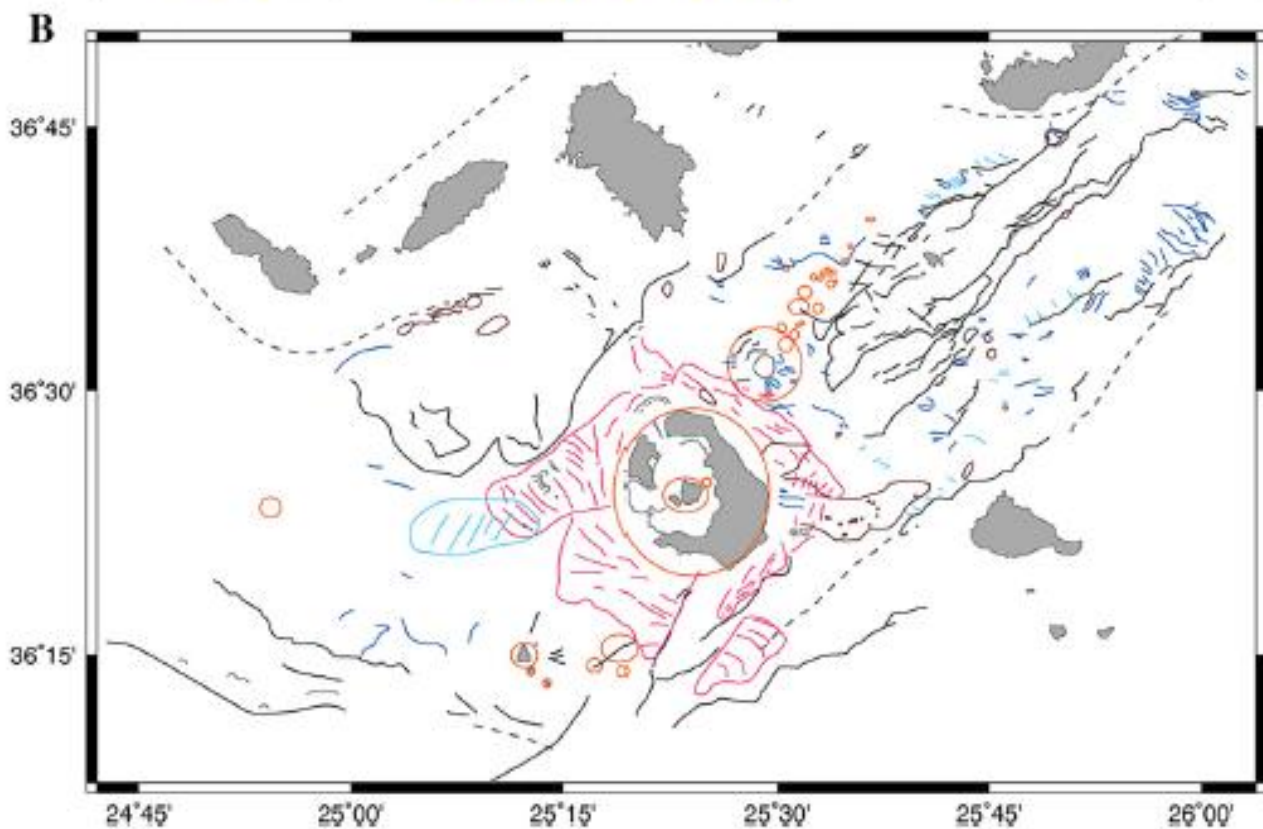
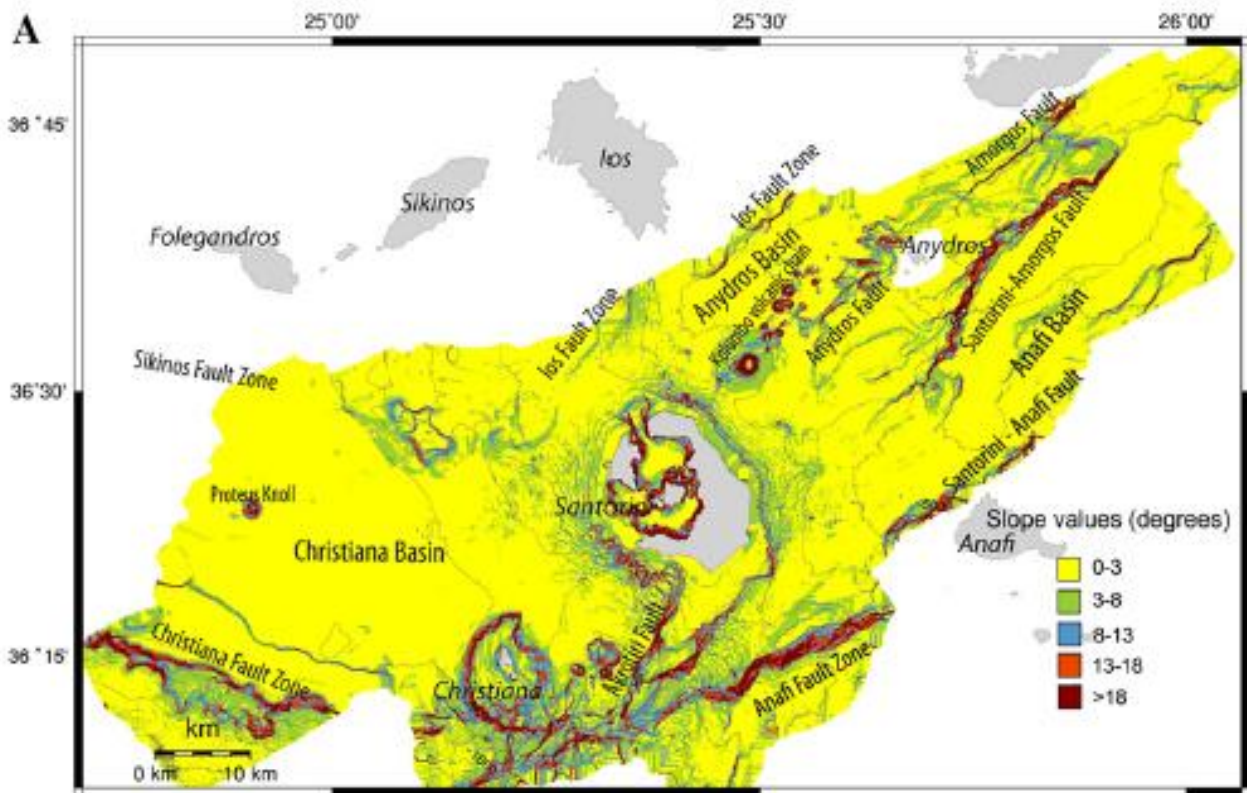
Εικόνα 3.8: Μορφολογική Ανάλυση Υποθαλάσσιου Αναγλύφου (https://edcm.edu.gr/images/news/hdrf/presentations/14_HCMR-Sakellariou-Geohazards-14Mar2019.pdf)

Κατολίσθηση στο σύμπλεγμα Σαντορίνη-Αμοργός-Χριστιανά

Σύμφωνα με την έρευνα των **Hoofdtetal. 2017**, μελετήθηκαν δυο κατολισθήσεις κοντά στα ρήγματα Σαντορίνης-Αμοργού και Αμοργού. Αυτά τα δυο μεγάλα ρήγματα υπόκεινται σε mass-wasting λόγω της τοπογραφίας η οποία προκύπτει από τον συνεχόμενο τεκτονισμό που επιδέχεται η περιοχή. Αυτή η mass-wasting μπορεί να προκύψει λόγω της απότομης κλίσης που έχουν τα πρηνή ή λόγω σεισμού, ο οποίος προκαλεί αναταράξεις στο έδαφος (Wright&Rathje, 2003). Μεγάλη σημασία έχει η υποθαλάσσια κατολίσθηση στο ρήγμα Σαντορίνης-Αμοργού αν και η ηλικία αυτής της κατολίσθησης είναι αβέβαιη. Υποθαλάσσια έρευνα στην περιοχή θα μπορούσε να βοηθήσει για την επίλυση του συγκεκριμένου ζητήματος, το οποίο είναι σημαντικό αφού το μεγάλο τσουνάμι που ακολούθησε το σεισμό του 1956 στην Αμοργό (περισσότερες λεπτομέρειες για το σεισμό θα δοθούν στο κεφάλαιο 5) οφείλεται πιθανώς σε κατολίσθηση η οποία προκλήθηκε από το σεισμό (Okaetal., 2009). Ωστόσο, ο όγκος της κατολίσθησης που εκτιμήθηκε είναι πολύ μικρός σε σχέση με αυτόν που θα έπρεπε να υπάρχει για αυτή την κατολίσθηση (**Hoofdtetal.,2017**).

Εκτός από την παραπάνω κατολίσθηση είχε λάβει χώρα και μια μικρότερη (~0.3 km³) στην επέκταση του ρήγματος της Αμοργού προς την ακτή. Το υπερκείμενο κανάλι κορημάτων (debris) υποδηλώνει συνεχιζόμενη μαζική (mass movement) κίνηση σε αυτή την περιοχή, ενώ η μικρότερη αυτή κατολίσθηση βρίσκεται πολύ κοντά στη νότια ακτή της Αμοργού, ενώ το υπερκείμενο τέμαχος της κατολίσθησης βρίσκεται 4km σχεδόν νότια (190 °) της ακτής του Μούρου (**Hoofdtetal.,2017**).

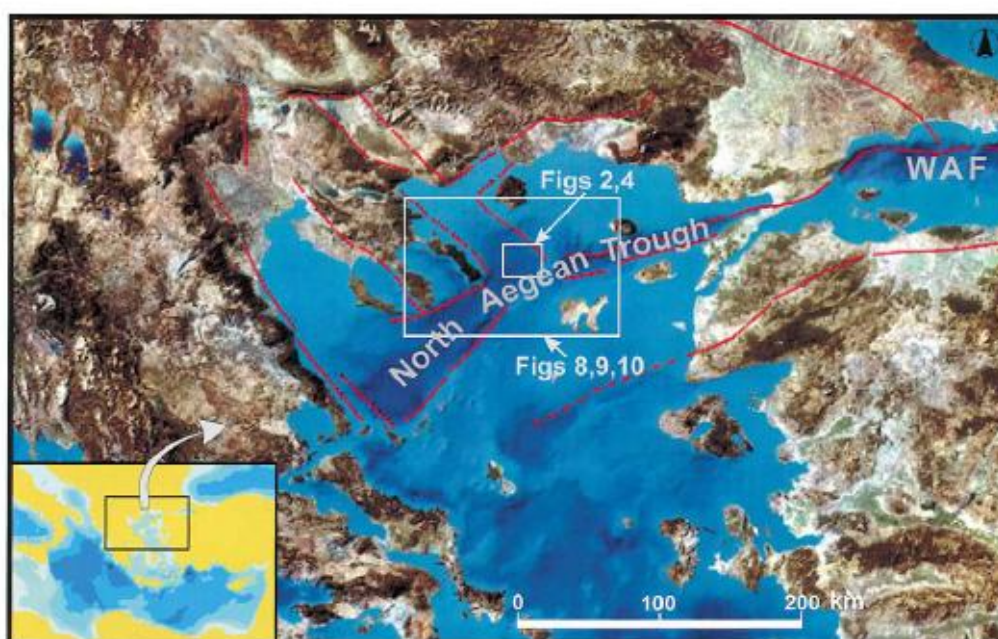
Εν τέλει οι κατολισθήσεις που αναφέρονται σε αυτή την παράγραφο και αφορούν το σύμπλεγμα Σαντορίνης-Αμοργού-χριστιανών, υποδεικνύουν οτιτσουνάμι προκαλούμενα από κινήσεις μαζών (masswasting) μπορεί να προκληθούν λόγω εδαφικών κινήσεων που προκύπτουν από τους σεισμούς ή από εκρήξεις ηφαιστείων καθώς όμως και από διάβρωση των ακτών (Hoofdetal.,[2017](#)).



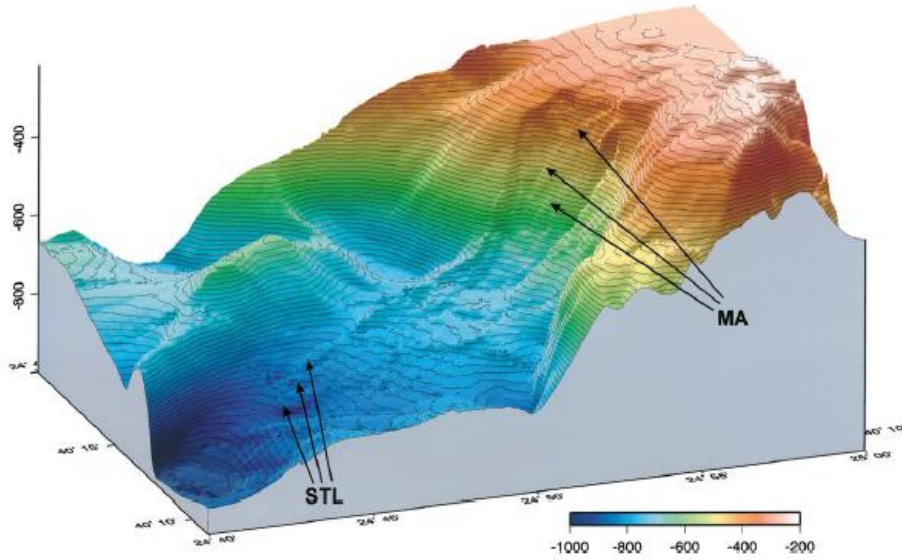
Εικόνα 3.9:Α) Χάρτης που απεικονίζει τις κλίσεις των πρανών Β) Απεικόνιση της γεωμορφολογίας του θαλάσσιου πυθμένα (Μαύρα= ρήγματα, γκρι αχνό= ρήγματα υποθετικά-Feuillet, 2013; Hübscheretal., 2015; Nomikouetal., 2016b-, πορτοκαλί= ηφαιστειακά οικοδομήματα, κόκκινο= αποθέσεις πυροκλαστικών ροών, καφέ= υλικά/αποθέσεις κατολίωσης, μώβ= κινήσεις μαζών (Hoofdetal., 2017)

Κατολίσθηση στη λεκάνη του Βόρειου Αιγαίου

Σύμφωνα με την έρευνα των **Lykousisetal. 2002**, στη λεκάνη του Βόρειου Αιγαίου έλαβε χώρα μια κατολίσθηση η οποία χαρακτηρίζεται ως μια μεταβατική ολίσθηση καλά διαστρωμένων ιζημάτων. Με βάση τις διαστάσεις αυτής της κατολίσθησης με όγκο 3.8 km^3 , επέκταση (aerial extension) 85 km^2 , μέσο πάχος 55 m και μετατόπιση -downslorovement- $6-7 \text{ km}$, μπορεί να χαρακτηριστεί ως μια μεγάλης κλίμακας κατολίσθηση. Όσον αφορά την ηλικία της, βάση ερευνών που έγιναν από τους επιστήμονες (Lykousisetal., 2002), αυτή δεν μπορεί να είναι παλαιότερη από $7-8 \text{ ka BP}$ χρόνια είτε να έλαβε χώρα πριν από 5.5 ka BP (χρονολόγηση AMS). Αυτό σημαίνει ότι χρονολογείται στο ανώτερο Ολόκαινο (early Holocene). Η κατολίσθηση αυτή πιθανώς οφείλεται σε κινήσεις του εδάφους προκαλούμενες από σεισμούς (Lykousisetal., 2002).



Εικόνα 3.10: Γενικά μορφολογικά χαρακτηριστικά της περιοχής του Βόρειου Αιγαίου και οι μεγαλύτερες περιθωριακές τεκτονικές ζώνες (απεικονίζονται με κόκκινες γραμμές (Lykousisetal., 2002)



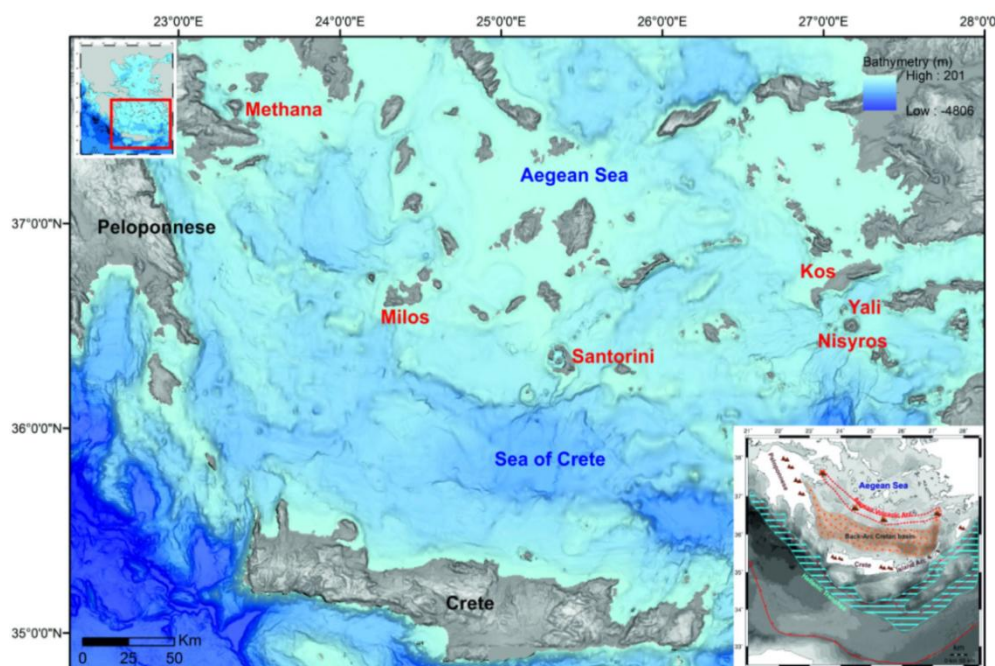
Εικόνα 3.11: Επεξεργασμένο τρισδιάστατο βαθυμετρικό μοντέλο της κατολίσθησης στο οποίο παρουσιάζεται το υπερκείμενο και το παρακείμενο τέμαχος της κατολίσθησης. (MA)= Μικρομορφολογικές ανωμαλίες οι οποίες παρατηρούνται στις ενδιάμεσες πλαγιές σχετίζονται με απότομες αλλαγές στη βαθυμετρία στην κορυφή των πρανών. (STL-SlideToeLobes)= παρατηρούνται στην άκρη τους κατώτερου τμήματος της κατολίσθησης (Lykousisetal., 2002)

4. Ηφαιστειότητα

Στο κεφάλαιο αυτό θα αναφερθεί η θέση στην οποία εντοπίζεται το ελληνικό ηφαιστειακό τόξο από ποια ηφαιστειακά κέντρα αποτελείται τόσο χερσαία όσο και υποθαλάσσια. Θα αναφερθούν οι παλαιότερες θέσεις του ηφαιστειακού τόξου καθώς και η μεταναστευσή του στην διάρκεια των τελευταίων 110 Ma. Στη συνέχεια θα μελετηθούν τα σημερινά ηφαιστειακά κέντρα ως προς την γεωλογική δομή και την δραστηριότητά τους. Τέλος, θα αναφερθούν οι σημαντικότερες ηφαιστειακές εκρήξεις που έχουν λάβει χώρα στο σημερινό Ελληνικό ηφαιστειακό τόξο.

4.1 Ελληνικό ηφαιστειακό τόξο

Στον ευρύτερο χώρο του Αιγαίου Πελάγους συναντάται ένας μεγάλος αριθμός ηφαιστειακών κέντρων. Το μεγαλύτερο μέρος τους εντοπίζεται στο κεντρικό και νότιο τμήμα του Αιγαίου. Ο χρόνος δράσης των ηφαιστειών και η κατανομή τους στο χώρο συνδέεται άμεσα με τη γεωτεκτονική εξέλιξη του Αιγαίου. Η δημιουργία αυτών των ηφαιστειακών κέντρων οφείλεται στη συνεχόμενη υποβύθιση του ωκεανού της Τηθύος κάτω από την Ευρασιατική πλάκα με μέτωπο υποβύθισης το Ελληνικό τόξο και το τόξο της Καλαβρίας. Το Ελληνικό ηφαιστειακό τόξο είναι τοποθετημένο περίπου 150 km βόρεια και παράλληλα από το Ελληνικό ιζηματογενές τόξο, το οποίο περιλαμβάνει τα νησιά του Ιονίου, την Πελοπόννησο, την Κρήτη, την Κάρπαθο, τη Ρόδο και τη νοτιότερη ακτή της Ανατολίας (Nomikou et al., 2013).



Εικόνα 4.1: Τα ηφαιστειακά κέντρα του Ελληνικού Ηφαιστειακού Τόξου σε σύνθετο τοπογραφικό χάρτη χέρσου – θάλασσα (Nomikou et al., 2013). Στον χάρτη κάτω δεξιά απεικονίζεται το γεωδυναμικό πλαίσιο του Ελληνικού Ορογενετικού Τόξου (<https://www.arcgis.com/apps/MapSeries/index.html?appid=cc91dd8864c9497187a09eddcc1eef7f&fbclid=IwAR1-VEKPLN062YKphzrwhtOFraqYr4Iz7v7gP%20FViQxFljfbNl2hKltbXSXw>)

4.1.1 Μετανάστευση Ελληνικού ηφαιστειακού τόξου

Μια σταδιακή μετανάστευση του ηφαιστειακού τόξου διαδοχικά προς νοτιότερες θέσεις έχει παρατηρηθεί τα τελευταία 50 εκ. χρόνια, που συνδέεται με τη συνολική μετακίνηση ολόκληρου του Ελληνικού ορογενετικού τόξου προς την Αφρική. Αναλυτικότερα η μετανάστευση του ηφαιστειακού τόξου έχει εντοπιστεί ως εξής(Παπανικολάου *etal.*,[2014](#)):

- 1) Το παλαιότερο ηφαιστειακό τόξο λειτουργούσε βορειότερα από τα Ελληνικά σύνορα στη Βουλγαρία, πριν από 110 εκ. χρόνια.
- 2) Το ηφαιστειακό τόξο του Ηωκαίνου-Ολιγοκαίνου (30-50 Ma) είχε εκδηλωθεί στην περιοχή του βόρειου Αιγαίου (Ιμβρος- Τένεδος) καθώς και στην ανατολική Μακεδονία και Θράκη.
- 3) Το ηφαιστειακό τόξο του Κατώτερου- Μέσου Μειοκαίνου (16- 20 Ma) εκδηλώθηκε στο βόρειο Αιγαίο, νοτιότερα από την προηγούμενη θέση. Πιο συγκεκριμένα στα νησιά Λέσβο, Χίο και Άγιο Ευστράτιο.
- 4) Το ηφαιστειακό τόξο του Ανώτερου Μειοκαίνου (10-15 Ma) ήταν στο χώρο του κεντρικού Αιγαίου, κεντρική και νότια Εύβοια, Σάμος και Πάτμος.
- 5) Τέλος, το ηφαιστειακό τόξο καταλαμβάνει τη σημερινή του θέση και αποτελείται από τα νησιά Σουσαάκι, Μέθανα, Μήλος- Κίμωλος, Χριστιανιά-Σαντορίνη- Κολούμπο, Νίσυρος- Κώς.

4.2 Ηφαιστειακή δραστηριότητα στο σημερινό ελληνικό ηφαιστειακό τόξο

4.2.1 Ηφαιστειακή δραστηριότητα κέντρου Σουσακίου-Μεθάνων

Γεωδυναμικό πλαίσιο

Ο Σαρωνικός κόλπος παρουσιάζει μια πολύπλοκη μορφολογία η οποία σχετίζεται άμεσα με την νεοτεκτονική εξέλιξη του κόλπου και τις ηφαιστειακές διεισδύσεις του Τεταρτογενούς (Papanikolaou *etal.*, [1988](#), [1989](#)). Μπορεί να χωριστεί σε δύο τμήματα, το δυτικό και το ανατολικό από μια πλατφόρμα με διεύθυνση Β-Ν, ένα μέρος της οποίας αναδύεται και δημιουργεί τα νησιά Σαλαμίνα, Αίγινα, Αγκίστρι, Πόρος και την χερσόνησο των Μεθάνων. Αυτή η ζώνη περιλαμβάνει αρκετές ηφαιστειακές εμφανίσεις Πλειο-Τεταρτογενούς ηλικίας, οι οποίες εκπροσωπούν το βορειοδυτικό όριο του Ελληνικού ηφαιστειακού τόξου. Η ηφαιστειακή δραστηριότητα ξεκίνησε στην Αίγινα πριν από 4,4 εκατ. χρόνια και συνέχισε για ένα αρκετό χρονικό διάστημα μέχρι τα 2 εκατ. χρόνια (Dietrich *etal.*, 1988). Στη χερσόνησο των Μεθάνων, η ηφαιστειακή δραστηριότητα είναι νεότερη, η οποία ξεκίνησε πριν από 0,9 εκατ. χρόνια και συνεχίστηκε μέχρι τους σύγχρονους ιστορικούς χρόνους 2,2 χιλιάδες χρόνια πριν (Pe-Piper and Piper, 2002). Δύο ακόμα ηφαιστειακές εμφανίσεις παρατηρούνται κατά μήκος της ακτής του βορειοδυτικού Σαρωνικού στην περιοχή Άγιοι Θεόδωροι- Σουσαάκι, στη δυτική Αττική (Papastamatiou, 1937; Pe-Piper and Hatzipanagiotou, 1997) καθώς και στον Πόρο στα νότια της χερσονήσου των Μεθάνων, όπου η ηφαιστειακή δραστηριότητα σταμάτησε πριν από το Μέσο Πλειστόκαινο (Pe-Piper and Piper, 2002). Η νεοτεκτονική δομή του Δυτικού Σαρωνικού κόλπου περιλαμβάνει μια διαδοχή από κέρατα

και τάφρους (horstandgraben), τα οποία οριοθετούνται από κανονικά ρήγματα με διευθύνσεις ΔΒΔ-ΑΝΑ. Οι μεγαλύτερες τάφροι (grabens) αντιστοιχούν σε δυο λεκάνες: α) Τη λεκάνη της Επιδαύρου με μέγιστο βάθος 400 m η οποία αποτελείται από Πλειο-Τεταρτογενή ιζήματα πάχους 250-500 m και β) την λεκάνη των Μεγάρων με μέγιστο βάθος 250 m και ιζήματα Πλειο-Τεταρτογενή με πάχος πάνω από 500 m (Papanikolaou et al., [1988](#), [1989](#)).

4.2.1.1 Ηφαιστειο περιοχή Σουσακίου

Στην ευρύτερη περιοχή Σουσακίου Κορινθίας η ηφαιστειακή δραστηριότητα έλαβε χώρα πριν από 2,7 εκατ. χρόνια. Σήμερα εκδηλώνεται με τη μορφή ατμιδικών φαινομένων, τα οποία περιορίζονται στην περιοχή Θειόχωμα. Τα ηφαιστειακά πετρώματα είναι δακιτικής σύστασης με χαρακτηριστική ημικρυσταλλική δομή, και διακρίνονται σε βιοτιτικούςδακίτες, βιοτιτικούςδακίτες με κεροσίλβη και σε κεροσιλβικούς- βιοτιτικούςδακίτες. Τα ηφαιστειακά αέρια εξέρχονται από ρωγμές γύρω από τις οποίες έχουν αποθεθεί δευτερογενή θειικά συσσωματώματα και θείο. Ο περιδοτίτης που βρίσκεται κοντά στο χώρο του ηφαιστείου και αποτελεί μαζί με άλλα ιζηματογενή πετρώματα το υπόβαθρο, παρουσιάζεται έντονα εξαλλοιωμένος (Κυριακόπουλος [2003](#)).

4.2.1.2 Γεωλογικοί σχηματισμοί-Εξέλιξη ηφαιστείου των Μεθάνων

Το ηφαιστειακό σύμπλεγμα των Μεθάνων περιλαμβάνει κυρίως ηφαιστειακούς δόμους που διατάσσονται σύμφωνα με τις κύριες τεκτονικές ζώνες του Δυτικού Σαρωνικού κόλπου σε διευθύνσεις ΒΒΔ – ΝΝΕ και ΒΑ – ΝΔ και ρεύματα λάβας που διευθύνονται ακτινωτά προς την περιφέρεια, ενώ δε λείπουν τα πυροκλαστικά προϊόντα.

Τα ηφαιστειακά πετρώματα των Μεθάνων αρχικά χωρίστηκαν σε 8 ομάδες (Gaitanakis and Dietrich, 1995) με βάση την ηλικία, τον τύπο του πετρώματος και τη μορφή της εκρηκτικής δραστηριότητας. Λαμβάνοντας υπόψη νεότερες χρονολογήσεις, καθώς και ερμηνεία και σύνθεση από όλα τα παλαιότερα δεδομένα προτάθηκε από τους Ρε – Ρίπερ and Ρίπερ (2013) ο διαχωρισμός των ηφαιστειακών σχηματισμών του ηφαιστείου των Μεθάνων σε οκτώ αντίστοιχες φάσεις εξέλιξης (**Εικόνα 4.2**):

Η **Φάση Α** εκδηλώθηκε περίπου πριν από $3,4 \pm 0,9$ εκατ. χρόνια, σχηματίζοντας το ηφαιστειακό υπόβαθρο που αποτελείται από δόμους και ροές ανδεσιτικής και δακιτικής λάβας κατά μήκος ρηγμάτων διεύθυνσης Β – Ν, στο κεντρικό και το ανατολικό τμήμα της χερσονήσου.

Η **Φάση Β**, αποτελείται από χονδρόκοκκο ηφαιστειοκλαστικό υλικό προερχόμενο από τη διάβρωση των κεντρικών ηφαιστειακών μαζών και καλύπτει μεγάλο τμήμα της χερσονήσου, διαχωρίζοντας τα αρχαιότερα ηφαιστειακά πετρώματα της φάσης Α από όλες τις νεότερες φάσεις.

Η **Φάση C** εκδηλώθηκε περίπου πριν από $1,4 \pm 0,3$ εκατ. χρόνια και περιλαμβάνει τόφους ρυοδακτικικής σύστασης, δόμους και ροές των βασαλτικών ανδεσιτών μαζί με πυροκλαστικά υλικά. Στην Άκρη Πούντα αναγνωρίζονται αποθέσεις από καλά ταξινομημένους τόφους με κλάστες/οβίδες που σχετίζονται με Πλινιακές εκρήξεις. Σημαντικό ρόλο σε αυτή τη φάση είχαν τα ρήγματα με διεύθυνση BA – ND.

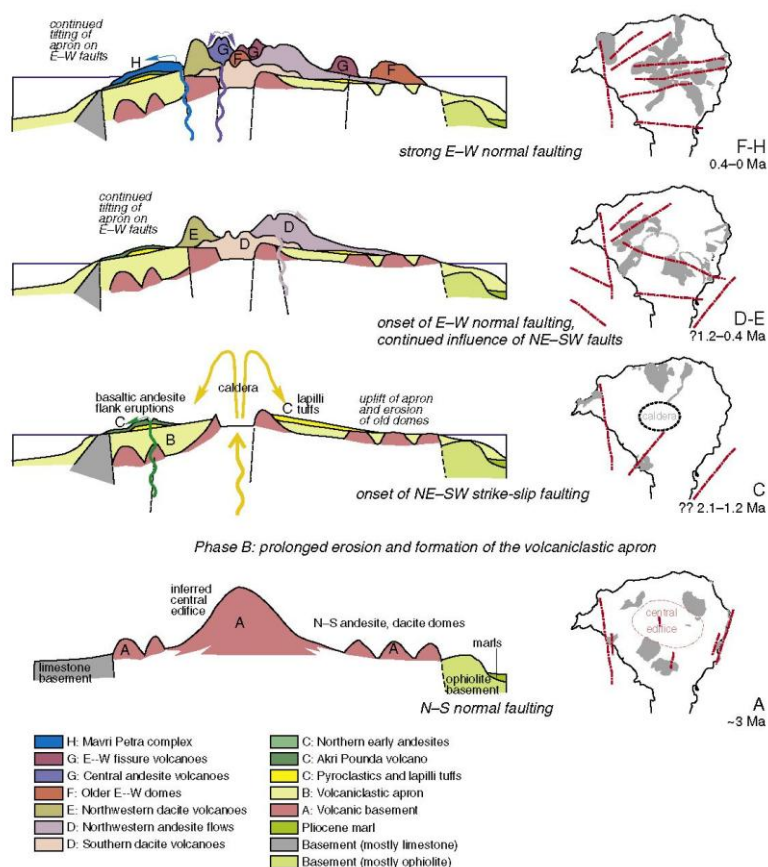
Η **Φάση D**, περιλαμβάνει τα νότια δακτικικά ηφαίστεια με δόμους και ροές, αλλά και τις ΒΔ ανδεσιτικές ροές. Πιθανώς σχετίζεται με τεκτονισμό και τη σχετική ανύψωση των NA και των ΒΔ τμημάτων της χερσονήσου κατά μήκος ρηγμάτων κατεύθυνσης A – Δ, ενώ η ηλικία της προσδιορίστηκε στα 0,9 – 0,5 εκατ. χρόνια.

Η **Φάση E**, περιλαμβάνει τα ΒΔ δακτικικά ηφαίστεια με δόμους και ροές που συνδέονται με ρήγματα διεύθυνσης BA – ND και η ηλικία τους είναι $0,6 \pm 0,2$ εκατ. χρόνια.

Η **Φάση F** συνδέεται με τους αρχαιότερους A – Δ διατεταγμένους δακτικούς και ανδεσιτικούς δόμους.

Η **Φάση G** (ηλικίας από 0,34 έως 0,29 εκατ. χρόνια) περιλαμβάνει τα κεντρικά ανδεστικά ηφαίστεια με δόμους και ροές και τα διευθύνσεως A – Δ ηφαίστεια με δόμους και ροές σύστασης δακτικικής έως ρυοδακτικικής.

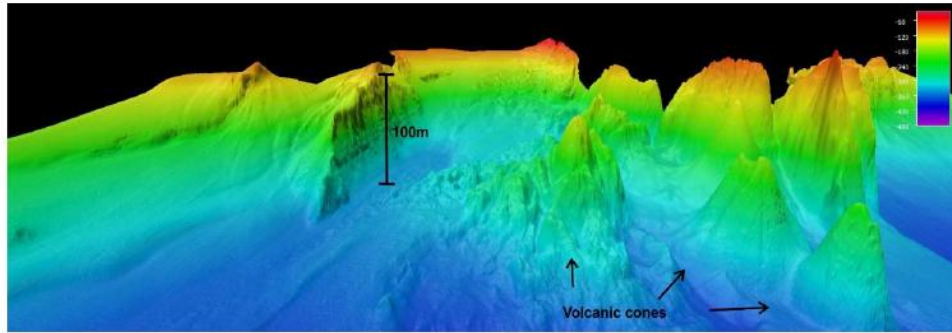
Η **Φάση H** είναι τμήμα του συμπλέγματος της Μαύρης Πέτρας που περιλαμβάνει ανδεσιτικούς και δακτικούς δόμους και ροές. Συνδέεται με την έκρηξη λάβας της Καμένης Χώρας, με δραστηριότητα στα τελευταία 0,2 εκατ. χρόνια περιλαμβανομένων και των ιστορικών χρόνων. Οι ροές της έκρηξης αυτής παρουσιάζουν μεγάλη εξάπλωση στο ΒΔ τμήμα της χερσονήσου και συνεχίζονται και στον υποθαλάσσιο χώρο (<https://nom.maps.arcgis.com/apps/MapSeries/index.html?appid=941a554ac1db4ce8a2cef980e14d6638>).



Εικόνα 4.2: Η εξέλιξη του ηφαιστείου των Μεθάνων, η οποία επηρεάζεται από τις τεκτονικές κινήσεις του Σαρωνικού Κόλπου (Pe-Piper&Piper, 2013) (<https://nom.maps.arcgis.com/apps/MapSeries/index.html?appid=941a554ac1db4ce8a2cef980e14d6638>)

4.2.2 Υποθαλάσσιο ηφαιστειο Πausανίας

Το υποθαλάσσιο ηφαιστειακό κέντρο του Πausανία, ανακαλύφθηκε το 1987 στην λεκάνη της Επιδαύρου στο ανατολικό τμήμα του Σαρωνικού κόλπου (Papanikolaouetal., 1988, 1989; Pavlakisetal., 1990) σε απόσταση 1,5-2 km από το βορειοδυτικό κομμάτι της χερσονήσου των Μεθάνων, ο οποίος κάλυπτε μια έκταση 12 km² περίπου. Με βάση νεότερες έρευνες των Lampridouetal.,2018 και FoutrakisAnastasakisetal.,2018 ανακαλύφθηκε ότι στο βορειοδυτικό κομμάτι των Μεθάνων συναντώνται περισσότεροι από έναν ηφαιστειακοί κώνοι οι οποίοι αποτελούν το ηφαιστειακό πεδίο του Πausανία. Αυτό αποτελείται από 5 (ή 6) διαφορετικούς ηφαιστειακούς κώνους, οι οποίοι τοποθετούνται σε 170 μεως 300m βάθος. Επιμήκη ηφαιστειακά κέρατα και κορήματα παρατηρούνται συγκεντρωμένα στο βόρειο κομμάτι της χερσονήσου.

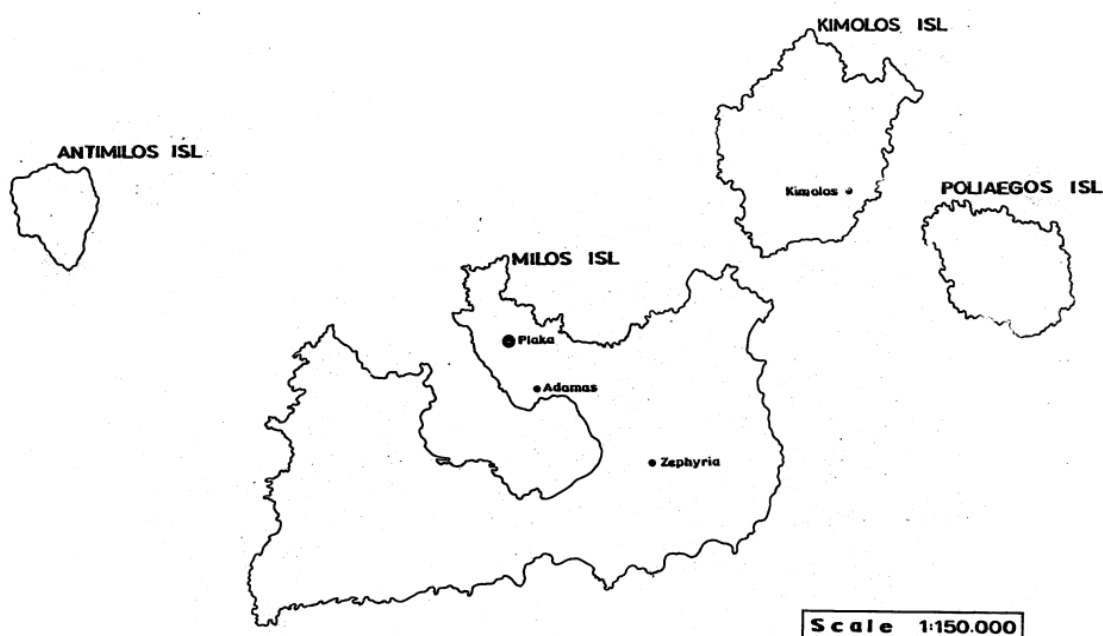


Εικόνα 4.3: Τρισδιάστατη αναπαράσταση της περιοχής που απεικονίζει το ηφαιστειακό πεδίο του Πausανία και το κατακόρυφο άλμα 100 μέτρων, με φορά Δ – Α (Lampridouetai., 2018)

4.2.3 Ηφαιστειότητα συμπλέγματος Μήλου- Κιμώλου-Πολυαίγου- Αντίμηλου

Γενικά χαρακτηριστικά νήσου Μήλου

Το νησί της Μήλου, το οποίο έχει αναδυθεί πρόσφατα (<3 Ma) από τη θάλασσα, είναι τοποθετημένο στο νοτιοδυτικό τμήμα του σύγχρονου ηφαιστειακού τόξου του Αιγαίου και βρίσκεται σε απόσταση πάνω από 150km νότια-νοτιοανατολικά από τον Πειραιά. Η Μήλος αποτελεί το μεγαλύτερο από ένα μικρό σύμπλεγμα νησιών, το οποίο καλείται αρχιπέλαγος της Μήλου και περιλαμβάνει την Αντίμηλο, την Κίμωλο και τον Πολύαιγο, όπου το σύμπλεγμα αυτό σχηματίστηκε κατά τη διάρκεια του Πλειοκαίνου. Οι εκτάσεις των εν λόγω νησιών είναι οι ακόλουθες: Μήλος - 151 Km, Κίμωλος - 35 Km, Πολύαιγος - 17 Km και Αντίμηλος-8 km. (Bejelou K. et al., 2019, Fytikas et al., 1986).



Εικόνα 4.4: Νησιωτικό σύμπλεγμα Μήλου (Fytikas, Marinelli 1986)

Γεωλογία του νησιού

Στη Μήλο παρατηρούνται νεοτεκτονικές δομές καθώς και δομές horst-graben, οι οποίες περιλαμβάνουν ηφαιστειο-ιζηματογενείς σχηματισμούς, Πλειοκαινικής-Τεταρτογενούς ηλικίας, οι οποίοι είναι τοποθετημένοι πάνω από το μεταμορφωμένο Αλπικό υπόβαθρο, το οποίο αποτελείται από Τριτογενούς ηλικίας κυανοσχιστόλιθους Κυκλάδων (Fytikas, 1971).

Όσον αφορά τη δομή του νησιού, στις κεντρικές περιοχές, όπου τα ηφαιστειακά και τα ηφαιστειο-ιζηματογενή προϊόντα κυριαρχούν, η μορφολογία της Μήλου είναι αυτή της

αρκετά ομαλής πλαγιάς. Στις ανατολικές περιοχές του νησιού παρατηρείται εκτατικός τεκτονισμός ο οποίος χρονολογείται από το Μειόκαινο έως το Πλειόκαινο, όπου αυτός είχε σαν αποτέλεσμα τη δημιουργία τεσσάρων κυρίων ρηγματογενών ζωνών με διευθύνσεις ΒΔ-ΝΑ, Β-Ν, ΒΑ-ΝΔ και Α-Δ, οι οποίες με τη σειρά τους οδήγησαν στη διαμόρφωση μια σειράς horst- graben δομών, οι οποίες ελέγχουν την υδροθερμική δραστηριότητα του νησιού μέχρι σήμερα (Fytikasetal., 1986; StewartandMcPhie, 2006). Στο δυτικό τμήμα, μια περιοχή με πολλούς ηφαιστειακούς δόμους, παρατηρούνται σημαντικά υψόμετρα, το υψηλότερο από τα οποία είναι το βουνό του Προφήτη Ηλία που ανέρχεται στα 752 m. Το νησί έχει ακανόνιστο σχήμα και η ακτογραμμή είναι αρκετά οδοντωτή, χαρακτηριστικό μιας ζώνης ταχείας υποβύθισης (Fytikas, Marinelli, 1986).

Μία θεωρία όσον αφορά τη γεωλογία που παρατηρείται στο νησί της Μήλου έχει διατυπωθεί από τον R. Sonder(1924), σύμφωνα με τον οποίο, οι σχηματισμοί που παρατηρούνται στο νησί είναι οι παρακάτω (από κάτω προς τα πάνω):

1. Η Παλαιοζωική μεταμορφική σειρά,
2. Ένα υπερβατικό συγκρότημα, το οποίο ακολουθείται από Ηωκαινικούς ασβεστόλιθους,
3. Ένα ηφαιστειακό και ηφαιστειο-ιζηματογενές κάλυμμα ηλικίας μεταξύ του Ανώτερου Πλειοκαίνου και Ολοκαίνου,
4. Πρόσφατες αλλουβιακές αποθέσεις

Η Μήλος, αποτελείται από τρία κύρια γεωλογικά συμπλέγματα: το κρυσταλλικό υπόβαθρο, το οποίο έχει υποστεί διάβρωση, μια λεπτή νεογενή ιζηματογενή σειρά και μια Τεταρτογενούς ηλικίας ηφαιστειακή και ηφαιστειο-ιζηματογενή ακολουθία, η οποία καλύπτει σχεδόν εξ ολοκλήρου το νησί (Fytikas, 1986).

Η περιοχή της Μήλου από το μέσο του Ανώτερου Πλειοκαίνου έχει επηρεαστεί από μια εκτεταμένη ηφαιστειακή δραστηριότητα η οποία συνεχίζεται και στο τεταρτογενές. Η ηφαιστειακή ακολουθία της Μήλου αποτελείται από πέντε χαρακτηριστικές ηφαιστειακές ενότητες, οι οποίες αρχίζοντας από τις παλαιότερες είναι οι παρακάτω (Κυριακόπουλος 2003):

1^η Ηφαιστειακή ενότητα: Βασικές πυροκλαστικές σειρές (Μέσο-Ανώτερο Πλειόκαινο)

Εμφανίζονται κυρίως στο ΝΔ τμήμα του νησιού και έχουν ηλικία Μέσο-Άνω Πλειόκαινο. Η ακολουθία αποτελείται από πυροκλαστικά υλικά υποθαλάσσιους τόφφους, ροές κίσηρης και κατώτερα pillowlava και pillowλατυποπαγες. Η τυπική εμφάνιση αυτής της σειράς, της οποίας το πάχος υπερβαίνει τα 120 m, βρίσκεται κατά μήκος της ανατολικής ακτής (Κλέφτικο). Τοπικά η ακολουθία τελειώνει με βασικά ηφαιστειακά προϊόντα δηλαδή βασαλτικούς ανδεσίτες, τα οποία δημιουργούν pillowlavas και κατώτερους υαλοκλαστίτες.

2^η ηφαιστειακή ενότητα: Σύμπλεγμα δόμων και ρωών λάβας (Άνω Πλειόκαινο)

Το δυτικό τμήμα της Μήλου επηρεάστηκε από μια υπο-εναέρια φάση ηφαιστειότητας που χαρακτηρίζεται από τον σχηματισμό δόμων, ηλικίας Ανώτερου Πλειοκαίνου και ρωών λάβας, τα οποία σχεδόν καλύπτουν εξ ολοκλήρου τα προηγούμενα προϊόντα. Η έκχυτη δραστηριότητα συνοδεύτηκε από επεισόδια έκχυσης, που τοπικά έδωσαν

πυροκλαστικάυλικά, λατυποπαγή, και πυρακτωμένα νέφη αερίων και τέφρας. Οι μεγαλύτεροι δόμοι τοποθετήθηκαν με φορά βόρεια-βορειοανατολικά ή βορειοανατολικά.

3^η ηφαιστειακή ενότητα: *Πυροκλαστικές σειρές και δόμοι λάβας (Α. Πλειόκαινο-Πλειστόκαινο)*

Προς το τέλος του Πλειοκαίνου και στην αρχή του Πλειστοκαίνου σχηματίσθηκε υποθαλάσσια πυροκλαστική ακολουθία σε συνδυασμό με ρυολιθικούς δόμους, που αναπτύχθηκαν στο ανατολικό και βόρειο τμήμα του νησιού. Οι ρυολιθικοί δόμοι είναι έντονα υδριθερμικάεξαλλοιωμένοι και μερικές φορές έχουν μετατραπεί σε λατυποπαγή, με τοπικά τμήματα οψιδιανού. Ο ηφαιστειακός κύκλος πιθανόν ολοκληρώθηκε με τη δημιουργία ενός μεγάλου συμπλέγματος από δόμους και ροές λάβας στο μέσο του νησιού. Τα πυροκλαστικά προϊόντα εμφανίζονται κυρίως μεταξύ Πούντες και Πολλώνια, ενώ μικρές εμφανίσεις είναι διασκορπισμένες στην περιοχή μεταξύ Αδάμαντα και Ζεφυρία. Στην περιοχή της Φυλακωπής οι πυροκλαστικές σειρές καλύπτονται από υαλοκλαστικές αποθέσεις ανδρσιτικής σύστασης μαζί με pillowlava και τεμάχια από λιθικά θραύσματα.

4^η ηφαιστειακή ενότητα: *Το όξινο σύμπλεγμα της Φυριπλάκας και Τραχήλας (Άνω Πλειστόκαινο)*

Η πιο νέα ηφαιστειακή δραστηριότητα της Μήλου, του Ανώτερου Πλειστοκαίνου, εκδηλώθηκε στα ηφαιστειακά κέντρα της Τραχήλας στο βόρειο τμήμα και της Φυριπλάκας στο νότιο. Και στα δυο κέντρα οι τελικές φάσεις της δραστηριότητας χαρακτηρίζονται από την έκχυση λαβών. Η εκρηκτική δραστηριότητα, που έδωσε τον κύριο κώνο της Τραχήλας, άρχισε με την απόθεση των πυροκλαστικών υλικών. Αυτές οι αποθέσεις σχηματίζουν ένα σχετικά πλατύ βασικό δακτύλιο. Η εκρηκτική δράση αυτού του κέντρου προοδευτικά ελαττώθηκε, πράγμα που φαίνεται από την διαβάθμιση των προϊόντων από τα αρχικά ογκώδη αποθέματα σε τεμάχια και τελικά σε ροές λάβας. Αυτό δείχνει ότι οι πρώτες φάσεις της ηφαιστειακής δράσης χαρακτηρίζονται από μια αντίδραση μεταξύ μάγματος και νερού. Σταδιακά η παραπάνω εκρηκτική δραστηριότητα μετατρέπεται σε έκχυτη. Το ηφαιστειακό κέντρο της Φυριπλάκας αποτελείται από ένα παλαιότερο δακτύλιο τόφφων, υπόλοιπα του οποίου εμφανίζονται στα νοτιοανατολικά του Προβατά. Ένας πυροκλαστικός κώνος, που αποτελείται από τεμαχισμένη λάβα και λιθάρια και καλύπτει αυτόν τον δακτύλιο. Η δραστηριότητα αυτής της παλαιότερης ηφαιστειακής φάσης πιθανόν έληξε με την έκχυση της λάβας. Η παραπάνω παλαιότερη δραστηριότητα ακολουθήθηκε από μια εκτεταμένη φάση φρεατικών εκρήξεων. Οι εκρήξεις αυτές έφεραν στην επιφάνεια τεμάχια από την μεταμορφωμένη βάση τα οποία και αποτέθηκαν ως πράσινο λαχάρ. Η παρουσία ενός παλαιο-εδάφους που καλύπτει τα φρεατικά αποθέματα αποδεικνύει το τέλος της παραπάνω εκρηκτικής δραστηριότητας. Στη συνέχεια ακολουθεί μια νέα ηφαιστειακή φάση, που χαρακτηρίζεται από φρεατο-μαγματική δραστηριότητα. Αυτή δημιούργησε ένα πλατύ δακτύλιο τόφφων, με εσωτερική διάμετρο περίπου 1500 m. Τα περισσότερα πυροκλαστικά προϊόντα αποτελούνται από ογκώδη αποθέματα, που το κατώτερο τμήμα τους αποτελείται από 50% μεταμορφωμένο υλικό. Η ακόλουθη δραστηριότητα εμφανίστηκε στο δυτικό αλλά και στο εσωτερικό τμήμα αυτού του μεγάλου κώνου δημιουργώντας ένα νέο κώνο από μεγάλα τεμάχια και λιθάρια. Οι δυο μεγάλοι κώνοι ενώθηκαν σχηματίζοντας μια σειρά από μικρότερους κώνους. Οι εσωτερικοί κώνοι

συνδέονται με λάβα που ρέει προς τα βορειοανατολικά και καταλήγουν στη θάλασσα, στον κόλπο της Μήλου. Αυτές οι ροές λάβας είναι κυρίως περλιτικές με μια θραυσματογενή επιφάνεια. Η μεγάλης περιόδου εξέλιξη που χαρακτηρίζει και τα δυο ηφαιστειακά κέντρα δείχνει ότι τα υδρομαγματικά προϊόντα είναι πιο άφθονα στους παλαιότερους κύκλους.

5^η ηφαιστειακή ενότητα: Προϊόντα φρεατικής δραστηριότητας (Πλειστόκαινο- σήμερα)

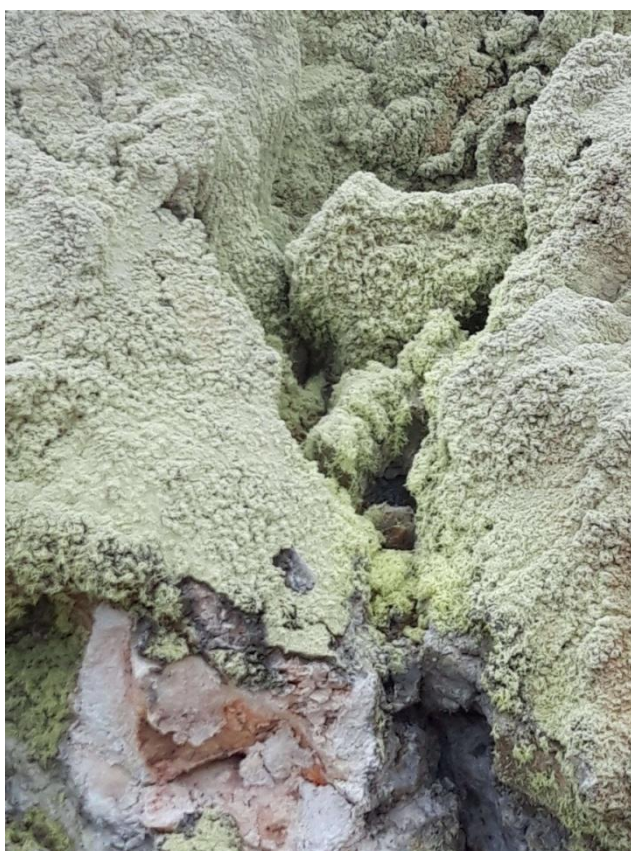
Οι κρατήρες που σχηματίστηκαν από φρεατικές εκρήξεις είναι διασκορπισμένοι παντού στο ανατολικό τμήμα της Μήλου με τη μεγαλύτερη του συγκέντρωση στα βόρεια της πεδιάδας της Ζεφυρίας. Η διάμετρος τους σπάνια υπερβαίνει τα 1000 m. Τα προϊόντα της φρεατικής δραστηριότητας σχηματίστηκαν από το Πλειστόκαινο έως και την πρόσφατη εποχή και η λιθολογία τους αντανακλά αυτή του μητρικού πετρώματος. Το ονομαζόμενο «πράσινο λαχάρ» περιλαμβάνεται στα προϊόντα της φρεατικής δραστηριότητας. Πράγματι κατά κανόνα σχηματίζεται με φρεατικές καταπτώσεις και το πάχος του τείνει να αυξάνει κοντά σε κρατήρες εκρήξεων. Αυτή η δραστηριότητα είναι σίγουρα ηλικίας Τεταρτογενούς, πιθανά νεότερη από 0,2 εκατομμύρια χρόνια, αφού τα φρεατικά προϊόντα υπέρκεινται των ηφαιστειτών του Πλειοκαίνου-Κατώτερου Πλειστόκαινου και καλύπτονται από πολύ πρόσφατα αιολικά ιζήματα. Στο νότιο τμήμα του νησιού, ωστόσο, μερικοί σχηματισμοί φρεατικής προέλευσης καλύπτονται από τα νεότερα πυροκλαστικά προϊόντα του ηφαιστειακού συστήματος της Φυριπλάκας.



Εικόνα 4.5: Απεικόνιση πυροκλαστικής ροής στον αρχαιολογικό χώρο Φυλακωπής (φωτογραφίες συγγραφέα)

Πετρώματα της Μήλου

Στην Μήλο εμφανίζονται ηφαιστειακά πετρώματα τα οποία αποτελούν περισσότερο από το 70% των σχηματισμών που βρίσκονται διάσπαρτοι στη Μήλο. Ενώ στο νότιο τμήμα του νησιού σημειώνονται περιορισμένες εμφανίσεις από ένα κρυσταλλικό υπόβαθρο και ένα Νεογενές ιζηματογενές κάλυμμα. Το μεταμορφωμένο υπόβαθρο υπάγεται στις ενότητες των Ελληνίδων, πιο συγκεκριμένα στην ενότητα κυανοσχιστολίθων (νοτίων) Κυκλάδων, το οποίο αποτελείται από μετα-ιζήματα, τα οποία υπέστησαν ανάδρομη μεταμόρφωση από μια κυανοσχιστολιθική σε μια πρασινοσχιστολιθική φάση. Οι πρωτόλιθοι αποτελούνταν από αργίλους, ψαμμίτες και ασβεστόλιθους (Durretal., 1978). Στα ηφαιστειακά πετρώματα που αναφέρθηκαν προηγουμένως, έχουν παρατηρηθεί εξαλλοιώσεις αργλικού, προπυλιτικού και σερικιτικού τύπου, ενώ χαρακτηριστική είναι και η προχωρημένη αργλική εξαλλοίωση. Σε αυτά τα πετρώματα που έχουν εξαλλοιωθεί, παρατηρείται γαληνίτης, χαλκοπυρίτης ενώ είναι φτωχά σε σιδηρούχο σφαλερίτη. Συνάμα παρατηρείται άφθονος βαρίτης, αδουλάριος και σερικήτης στα πετρώματα που είναι φτωχά σε ασβεσίτη. Οι ζώνες προχωρημένης αργλικής εξαλλοίωσης οι οποίες παρουσιάζονται ως καλύμματα, παρατηρούνται κυρίως στο νοτιοδυτικό τμήμα του νησιού, και τοπικά καλύπτουν την υπογενετική προχωρημένη αργλική εξαλλοίωση στα βόρεια. Τα καλύμματα αυτά αποτελούνται από ορυκτά του πυριτίου, συμπεριλαμβανομένου του οπαλίου, χαλκηδόνιου και καολινίτη, πτωχά κρυσταλλωμένο και ψευδοκυβικό αλουνίτη, γιαιοσίτη, καθώς και αυτοφυές θείο. (Alfieri et al., 2013).



Εικόνα 4.6: Αυτοφυές θείο στην περιοχή του Καλάμου (ηφαιστειακό κέντρο) στη Μήλο (φωτογραφίες συγγραφέα)

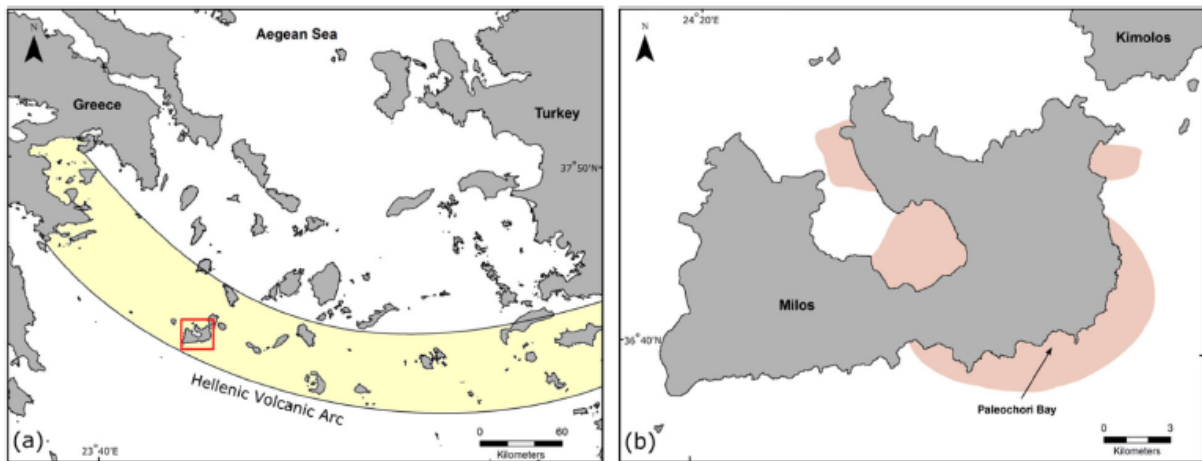


Υδροθερμική δραστηριότητα στη Μήλο-Παλαιοχώρι

Η Μήλος φιλοξενεί ένα από τα πιο γνωστά υδροθερμικά συστήματα ρηχού νερού το οποίο παρατηρείται νοτιοανατολικά από το νησί (Puzenatetal.,2021). Λαμβάνει χώρα σε μια έκταση περίπου 35 τετραγωνικά χιλιόμετρα από την ξηρά έως 100 m βάθος και χαρακτηρίζεται από ρευστά που περιλαμβάνουν κυρίως αέρια και υγρή φάση, τα οποία αναδύονται από το ασταθές ηφαιστειακό κάλυμμα. Τα υδροθερμικά ρευστά είναι πλούσια σε θείο και φτάνουν θερμοκρασίες έως τους 122 °C. Το ενεργό υποθαλάσσιο υδροθερμικό σύστημα βρίσκεται στο Παλαιοχώρι, το οποίο εκφορτίζει ρευστά στα οποία κυριαρχούν αέρια και υγρές φάσεις με μέσες θερμοκρασίες (91 ± 23 °C). Τα αέρια που απελευθερώνονται από τους υποθαλάσσιους αγωγούς (vents), αποτελούνται κυρίως από διοξείδιο του άνθρακα (55–92 vol. %), υδρογόνο (< 3vol. %), μεθάνιο (<10 vol. %) και υδρόθειο (<8 vol. %). Οι Valsami-Jonesetal.,και Wuetal., αναγνώρισαν δυο τύπους υδροθερμικών ρευστών στο Παλαιοχώρι: **1)** ρευστά φτωχά σε χλώριο με χαμηλή περιεκτικότητα αλκαλίων (κάλιο, λίθιο, νάτριο) και ασβεστίου, με μεγάλη όμως περιεκτικότητα σε πυρίτιο και θείο και **2)** ρευστά πλούσια σε χλώριο με υψηλή περιεκτικότητα σε αλκάλια και ασβέστιο, και χαμηλότερη συγκέντρωση σε πυριτικά και θειούχα, σε σχέση με το θαλασσινό νερό. Τόσο η πρώτη όσο και η δεύτερη κατηγορία υδροθερμικών ρευστών είναι εμπλουτισμένα με αρσενικό και διοξείδιο του άνθρακα καθώς και με Na^+ , Ca^{2+} , K^+ , Cl^- , SiO_2 και άλλα διαλυμένα αέρια. Τα δυο είδη υδροθερμικών ρευστών συναντώνται το ένα δίπλα στο άλλο μέσα στους αγωγούς (vents) και έχουν λίγα m απόσταση. Αυτοί οι δύο τύποι λοιπόν που αναφέρθηκαν παραπάνω, παρατηρούνται στο Παλαιοχώρι και ερμηνεύονται ως τμήματα τα οποία αποτελούνται από αέρια και υγρές φάσεις, οι οποίες σχηματίζονται κατά τη διάρκεια του φαινομένου του βρασμού που παρατηρείται στον βαθύ υδροφόρο ορίζοντα (deepservoir) ~1-2 km και στο ρηχό θαλασσινό νερό. Τα ρευστά που είναι φτωχά σε χλώριο, προέρχονται πιθανώς από αέρια τα οποία συμπυκνώνονται μέσα στο θαλασσινό νερό σε ένα steam-heated περιβάλλον, ενώ αυτά που είναι πλούσια σε χλώριο αραιώνονται καθώς γίνεται η ανάμιξη των βαθύτερων υδάτων με το θαλασσινό νερό (Voudouriset al., 2020).



Εικόνα 4.7: Σύγχρονη ηφαιστειακή/ ατμική δραστηριότητα στο ηφαιστειακό κέντρο Καλάμου, Μήλος (φωτογραφίες συγγραφέα)



Εικόνα 4.8 : Α) Ενεργό υδροθερμικό πεδίο στη Μήλο (το νησί βρίσκεται στο κόκκινο πολύγωνο) και η θέση του νησιού στο Ελληνικό ηφαιστειακό τόξο. Β) Κοντινή εικόνα της Μήλου και το υδροθερμικό πεδίο στο Παλαιοχώρι. Η κόκκινη περιοχή γύρω από το ανατολικό τμήμα του νησιού απεικονίζει την έκταση (35 km²) στην οποία παρατηρείται υδροθερμική δραστηριότητα (Khimasiata et al., 2020).

4.2.3.1 Ηφαιστειότητα συμπλέγματος Κιμώνου-Πολυαίγου

Γενικά χαρακτηριστικά νησιωτικού συμπλέγματος Κιμώνου-Πολυαίγου

Τα νησιά Κίμωνος και Πολύαιγος ανήκουν στο νησιώτικο σύμπλεγμα της Μήλου, το οποίο βρίσκεται, όπως αναφέρθηκε και στην προηγούμενη ενότητα, στο κεντρικό μέρος του ενεργού ηφαιστειακού τόξου του Νότιου Αιγαίου (Fytikas et al., 1984). Αποτελούνται όπως και η Μήλος, σχεδόν ολοκληρωτικά από ηφαιστειακά πετρώματα. (Fytikas et al., 1986).

Στην Κίμωλο παρατηρήθηκε μια σειρά από σχηματισμούς, οι περισσότεροι από τους οποίους μπορούν να συγκριθούν με τους αντίστοιχους στη Μήλο. Η έκταση και ο όγκος ορισμένων πυροκλαστικών σχηματισμών είναι εντυπωσιακός και ιδιαίτερου ενδιαφέροντος σε ότι αφορά στην ηφαιστειολογική εξέλιξη της περιοχής (Fytikas et al., 1986).

Γεωλογικοί σχηματισμοί Κιμώνου-Πολυαίγου

Οι γεωλογικοί και πετρολογικοί σχηματισμοί που εμφανίζονται στα νησιά της Κιμώνου και της Πολύαιγος αναλύονται ως εξής:

1) Προηφαιστειακό υπόβαθρο

Το κρυσταλλικό υπόβαθρο στην Κίμωλο εμφανίζεται στη δυτική ακτή (Αθηνιάς Αυλάκι) σε δυο μικρές εμφανίσεις. Η νοτιότερη αποτελείται από μαρμαρυγιακούς- χαλαζιακούς σχιστόλιθους πάχους περίπου 20m, τεκτονισμένους και ανορθωμένους από τις διεισδύσεις των λαβών. Η βορειότερη αποτελείται από νεογενή ιζήματα (εναλλαγές κροκαλοπαγών και ψαμμιτών) πάχους 30m που επίσης έχουν τεκτονιστεί και ανορθωθεί από τη διείσδυση των λαβών.

2) Γρανιτική διείσδυση

Εντοπίζεται στο κεντρικό τμήμα της Κιμώνου, σε τρεις εμφανίσεις γύρω από το ύψωμα Πετάλι. Πρόκειται για ένα τυπικό γρανίτη με ιστό ισοκοκκώδη αλλοτριόμορφο και συνίσταται από πλαγιόκλαστο, ορθόκλαστο, χαλαζία, βιοτίτη, λίγη κερροσίλβη και οξειδία του σιδήρου και τιτανίου. Παρατηρούνται, δευτερεύοντα ορυκτά όπως απατίτης, ζιρκόνιο, τιτανίτης και επίδοτο. Πρόκειται πιθανά για αποφύσεις μικρού γρανιτικού σώματος που κρυστάλλωσε κοντά στην επιφάνεια και προέρχεται από τις πρώτες Κατω-Πλειοκαινικές μαγματικές διεισδύσεις στην περιοχή, την εποχή έναρξης της ηφαιστειακής δραστηριότητας.

3) Κατώτερες λάβες

Μια μικρή εμφάνιση εντοπίζεται στις ΒΔ ακτές, στον όρμο Αγιόκλημα. Πρόκειται για θόλο έντονα υδροθερμικά εξαλλοιωμένης λάβας. Από το αρχικό πέτρωμα παραμένουν λίγοι άστριοι (πλαγιόκλαστο, σανίδινο) ενώ το υπόλοιπο πέτρωμα αποτελείται από ζεολίθους, χαλαζία και αργιλικά ορυκτά. Από το διαφαινόμενο ιστό του αρχικού πετρώματος μπορεί να υποθεθεί ότι πρόκειται για όξινες λάβες. Το πάχος της εμφάνισης είναι περίπου 25 m.

4) Ιγνιμβρίτης Κάστρου

Εμφανίζεται σε όλη σχεδόν την Κίμωλο (εκτός του ΒΑ τμήματος) και αποτελεί τον κυριότερο σχηματισμό του νησιού. Το συνολικό του πάχος ξεπερνά τα 400 m. Αποτελείται από πολλές ενότητες ρευμάτων συγκολλημένης αφυρικής κίσησης και θραυσμάτων γυαλιού εξαλλοιωμένων από την υδροθερμική δραστηριότητα. Οι λίγοι κρύσταλλοι που διασώζονται είναι άστριοι και πυρόξενοι. Στα κατώτερα μέρη του σχηματισμού, τα πυροκλαστικά ρεύματα αποτελούνται από λιθάρια και μικρής διαμέτρου τεμάχια (15- 20cm) κίσησης, χωρίς εμφανή στρώση, διαβάθμιση και ταξινόμηση μέσα σε κάθε πυροκλαστικό ρεύμα. Περιέχουν λιθικά από σχιστόλιθους, νεογενή ιζήματα και εξαλλοιωμένες λάβες. Χαρακτηριστική είναι η παρουσία ξενόλιθων γρανίτη σε λιθάρια έως τεμάχια διαμέτρου και 1m.

Στα ανώτερα μέλη του σχηματισμού παρατηρείται μείωση της διαμέτρου των θραυσμάτων, φτάνοντας έως οριζόντες καλά συγκολλημένων τώφων από ενότητες ρευμάτων στάχτης. Σε ορισμένα σημεία παρατηρούνται οριζόντες μεγακυματικών αποθέσεων. Οι ενότητες ροής παρουσιάζουν παράταξη διευθύνσεις Α-Δ έως ΒΑ-ΝΔ και κλίσεις μεταξύ 5° και 30° προς τα βόρεια και ΒΔ. Το πάχος τους κυμαίνεται μεταξύ 3m και 15m. Από την παράταξη των ενότητων ροής και τη διεύθυνση ροής που υποδεικνύουν οι μεγα-κυματικές αποθέσεις θα πρέπει να υποθέσουμε ότι το κέντρο εξόδου του ιγνιμβρίτη Κάστρου βρισκόταν ΝΔ της Κιμώλου, στη σημερινή θαλάσσια περιοχή μεταξύ Κιμώλου και Μήλου και σχετικά κοντά στην Κίμωλο για να υπάρχει η δυνατότητα μεταφοράς των μεγάλου βάρους γρανιτικών τεμαχίων που περιέχει στις θέσεις που παρατηρούνται σήμερα. Η έλλειψη στην περιοχή κάποιας δομής καλδερικού βυθίσματος μπορεί να εξηγηθεί με την πολύ βαθειά θέση των μαγματικών θαλάμων που τροφοδότησαν την ηφαιστειακή δραστηριότητα αυτής της εποχής (Fytikas et al., 1986).

5) Ανδεσιτικές –δακτικές λάβες

Εμφανίζονται σε όλη την Κίμωλο εκτός του ΒΑ τμήματος. Χωρίζονται σε υπο-ηφαιστειακές φλέβες τροφοδοσίας και σε ρεύματα και μικρούς θόλους. Οι φλέβες έχουν κυρίως διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ και παρατηρείται μεγάλη συχνότητα που δεν μπορεί να αποτυπωθεί πάντα στο γεωλογικό χάρτη. Η μεγαλύτερη συγκέντρωση παρατηρείται στη διεύθυνση ΝΔ του όρμου Μοναστήρια. Το πάχος τους κυμαίνεται μεταξύ 1m και 30m και οι κλίσεις μεταξύ 70° και 90°. Οι λάβες εμφανίζονται ολοκρυσταλλικές με ιστό υποϊδιόμορφο έως αλλοτριόμορφο. Τα κύρια ορυκτά είναι πλαγιόκλαστο, καλιούχος άστριος, χαλαζίας, βιοτίτης, κλινοπυρόξενος και οξειδία σιδήρου και τιτανίου. Παρατηρούνται επίσης απατίτης, τιτανίτης, ζιρκόνιο και επίδοτο.

Στα δυτικά και νότια τμήματα της Κιμώλου παρατηρούνται ρεύματα και μικροί θόλοι λάβας, πάχους έως 60 m. Οι πιο βασικές (ανδεσιτικές) από αυτές παρουσιάζουν ιστό πορφυριτικό, διακαινικό έως πιλοταξικό με πλαγιόκλαστο, σανίδινο, κλινοπυρόξενος και γυαλί στην κύρια μάζα. Οι πιο όξινες (δακτικές) παρουσιάζουν ιστό πορφυριτικού αλοπιλιτικό με πλαγιόκλαστο, σανίδινο, κερυστίλβη, ορθοπυρόξενος και γυαλί στην κύρια μάζα. Όλες οι παραπάνω λάβες έχουν υποστεί υδροθερμική εξαλλοίωση και παρουσιάζουν δευτερογενή ορυκτά όπως χαλαζία, άμορφο πυρίτιο, ζεόλιθους, χλωρίτη, μοντμοριλονίτη και ασβεσίτη. Το φαινόμενο είναι ιδιαίτερα έντονο στις δυτικές ακτές. Οι

έντονα εξαλλοιωωμένοι –μη αναγνωρίσιμοι- ηφαισίτες αυτής της περιοχής (νησίδα Αγ. Ανδρέα και ακρωτήριο στα βόρεια του) πιθανά ανήκουν σε αυτή την κατηγορία λαβών.

6) Λατυποπαγές οικισμού Κιμώλου

Εμφανίζεται σχεδόν σε όλη την έκταση του οικισμού της Κιμώλου και προεκτείνεται στα ΝΔ. Πρόκειται για ένα αδρά στρωμένο σχηματισμό που αποτελείται από γωνιώδη τεμάχια και λιθάρια ανδρειακής – δακτικτικής λάβας έντονα συγκολλημένα από αποθέσεις υδροθερμικών διαλυμάτων. Παρατηρούνται πάχη έως 15 m, με παράταξη οριζόντια στα υψηλότερα τοπογραφικά μέρη και με διεύθυνση ΒΑ και κλίσεις 20-30° προς τα ΝΑ στα χαμηλότερα μέρη.

7) Ιγνιμβρίτης Πράσων

Εμφανίζεται στο ανατολικό τμήμα της Κιμώλου και σχηματίζει το ΒΔ ήμισυ της Πολυαίγου. Πρόκειται για μια σειρά από υποθαλάσσιες και χερσαίες ενότητες πυροκλαστικής ροής καθώς και μεγακυματικές αποθέσεις, μέγιστου συνολικού πάχους σε εμφάνιση 200m. Τα κατώτερα τμήματα του σχηματισμού εμφανίζονται στην περιοχή των Πράσων και κυρίως στην περιοχή εξόρυξης μπετονίτη, ΒΔ του ακρωτηρίου του Αγ. Γεωργίου. Πρόκειται για αλληπάλληλες πυροκλαστικές ροές αφυρικής κίσηρης και θραυσμάτων γυαλιού, έντονα εξαλλοιωμένων (μπετονίτης και ζεόλιθοι) από υδροθερμική δραστηριότητα. Παρατηρούνται λίγοι κρύσταλλοι αστρίων και χαλαζία. Αποτελούνται κυρίως από λιθάρια και στάχτη κίσηρης χωρίς εσωτερική στρώση σε κάθε ενότητα. Παρατηρείται μια αδρή διαβάθμιση με τα μεγαλύτερης διαμέτρου λιθικά (λιθάρια έως τεμάχια 30cm από εξαλλοιωμένες λάβες και από το προηφαιστειακό υπόβαθρο) και τα λιθάρια κίσηρης να επικρατούν στη βάση της ενότητας ενώ στην οροφή κυριαρχεί η στάχτη. Παρουσιάζουν παράταξη κύριας διεύθυνσης βόρειο-βορειοανατολικά και κλίσεις 5-30° προς τα ΝΔ. Στην οροφή του κατώτερου μέρους του σχηματισμού παρατηρείται σε ορισμένα σημεία- που την εποχή εκείνη καλυπτόταν από θάλασσα – λεπτά στρώματα τοφίτων με οριζόντια στρώση και συχνή εμφάνιση απολιθωμάτων θαλάσσιων οργανισμών. Το ανώτερο τμήμα του σχηματισμού, πάχους 15-20cm, αποτελείται από ένα λεπτόκοκκο συμπαγή τόφφο με χαρακτηριστικές δομές θινών – αντιθινών και διασταυρούμενη στρώση. Πρόκειται για έντονα θρυμματοποιημένο όξινο μάγμα (στάχτη κίσηρης και θραύσματα γυαλιού) που αποτίθεται με μηχανισμούς μεγακυματισμού από υδρομαγματική ηφαιστειακή δραστηριότητα. Εμφανίζεται στο ΝΑ τμήμα της Κιμώλου κοντά στις ακτές. Οι διευθύνσεις κίνησης των μεγακυματικών αποθέσεων και η παράταξη των πυροκλαστικών ρευμάτων οδηγεί στον εντοπισμό του κέντρου εξόδου ιγνιμβρίτη Πράσων στη σημερινή θαλάσσια περιοχή βόρεια του ακρωτηρίου Γερονικόλα.

8) Ρεύματα κίσηρης

Εμφανίζονται στη ΝΔ (ακρ. Αγ. Γεωργίου) και στη δυτική (Ελληνικά) ακτή της Κιμώλου. Πρόκειται για ένα χαρακτηριστικό σχηματισμό με τεράστια τεμάχια κίσηρης (διαμέτρου έως 3 m- ίσως τα μεγαλύτερα που έχουν παρατηρηθεί παγκόσμια) που εμφανίζεται επίσης στις ΒΑ ακτές της Μήλου (κυρίως στις θέσεις Κοφτό και όρμος Φυλακωπής) (Φυτίκας, 1977). Η βάση και η οροφή του σχηματισμού αποτελούνται από ένα λεπτόκοκκο υποθαλάσσιο τόφφο χαρακτηριστικού κιτρινωπού χρώματος, με καλή στρώση, πάχους 2-3 m. Μέσα σε

αυτό τον τόφφο και ενώ συνεχίζει η απόθεση του, αποτίθενται τεράστια τεμάχιουποαφυρικής, έντονα φυσαλιδοποιημένηςκίσηρης ανοικτού γκρί χρώματος που περιέχουν κρυστάλλους πλαγιόκλαστου, σανίδινο και βιοτίτη. Ο μηχανισμός απόθεσης αυτού του σχηματισμού είναι σύνθετος. Τα τεράστια τεμάχιοκίσηρης προέρχονται από ένα ηφαιστειακό πόρο που βρίσκονταν τότε σε χερσαίο περιβάλλον, στη θαλάσσια περιοχή μεταξύ ΝΔ Κιμώλου και Β-ΒΑ Μήλου. Από αυτό τον ηφαιστειακό πόρο εκχύθηκαν ρεύματα έντονα φυσαλιδοποιημένου αλλά όχι θρυμματισμένου μάγματος, που σχεδόν αμέσως εισήλθαν στη θάλασσα, ψύχθηκαν, τεμαχίστηκαν και βυθίστηκαν, ενώ παράλληλα από το άλλο κέντρο αποτίθονταν οι υποθαλάσσιοι τόφφοι. Το συνολικό πάχος του σχηματισμού στην Κίμωλο φτάνει τα 20m.

9) Θόλοι και ρεύματα λάβας Πολυαίγου

Αποτελούν το ΝΑ ήμισυ του νησιού. Διακρίνονται 9 τουλάχιστον θόλοι, που φαίνεται να διαπερνούν τον ιγνιμβρίτηΠράσσων κατά μήκος διευθύνσεων Β-Ν, καθώς και ορισμένα μαγάλουπάχους ρεύματα λάβας. Πρόκειται για ρυολιθικέςοψιανικές –περλιτικές λάβες με λίγους φαινοκρυστάλλουςπλαγιόκλαστου και σανίδινο. Παρατηρείται έντονη πυριτίωση των λαβών από υδροθερμική δραστηριότητα, ιδιαίτερα στις νότιες ακτές, όπου φαίνεται να προκαλείται από την κυκλοφορία ρευστών κατά μήκος των ΒΔ-ΝΑ διεύθυνσης ρηγμάτων.

10) Υποθαλάσσια πυροκλαστικάΦυλακωπής Μήλου

Εμφανίζονται στο ακρωτήρι Αγίου Γεωργίου της Κιμώλου και στην ακτή, 500m ανατολικότερα από αυτό. Πρόκειται για στάχτη και λιθάρια τεφρών ανδεσιτικώνσκωριών καθώς και τεμαχώνσκωριών διαμέτρου 15-90cm με τυπική μαξιλαροειδή μορφή (pillowlavas). Οι εμφανίσεις της Κιμώλου είναι εναποθετημένες σε θαλάσσιο περιβάλλον, χωρίς μεγάλη μετατόπιση από το σημείο εξόδου, καθόσον οι πολύ εύθραυστες μαξιλαροειδείς λάβες διατηρούν το αρχικό σχήμα τους. Εμφανίσεις του πυροκλαστικού σχηματισμού *insitu* παρατηρούνται στον όρμο Φυλακωπής Μήλου: έντονα εκρηκτική υδρομαγματική δραστηριότητα αποθέτει υγρούς μεγακυματικούς οριζόντες ανδεσιτικών λιθαριών και στάχτης και μεταφέρει τις μαξιλαροειδείς λάβες που έχουν δημιουργηθεί πριν από την έκρηξη.

11) Δακτύλιος τόφωνΓερονικόλα:

Εμφανίζεται στη ΒΑ ακτή, στο ακρωτήρι Γερονικόλα και στον όρμο Βρωμόλιμνη. Πρόκειται για τόφφους που αποτελούνται από έντονα θρυμματοποιημένοανδεσιτικό μάγμα και περιέχουν τεμάχιο γοργά ψυγμένων ανδεσιτικών βολίδων μέσης διαμέτρου 20-40 cm. Είναι χαρακτηριστική η έντονα διασταυρούμενη στρώση, η ανάστροφη διαβάθμιση των οριζόντων υγρής μεγακυματικής απόθεσης και τα ίχνη πτώσης των βολίδων στους οριζόντες στάχτης. Το χρώμα της τελευταίας είναι ανοιχτό τεφρό έως κίτρινο ωχρο και το πάχος του σχηματισμού 45-50 m. Οι διευθύνσεις απόθεσης των οριζόντων στάχτης προς τα νότια υποδεικνύουν ένα ηφαιστειακό πόρο σε μικρή απόσταση από την ακτή, βόρεια του ακρωτηρίου Γερονικόλα.

12) Ρεύματα λαβών Γερονικόλα

Εμφανίζονται στο ομώνυμο ακρωτήριο, ακριβώς πάνω από τα υδρομαγματικά πυροκλαστικά προϊόντα. Εκχύνονται από το ίδιο ηφαιστειακό κέντρο όταν η οικοδόμηση του δακτυλίου τόφων έχει αποκλείσει το θαλάσσιο νερό από τον πόρο και παύει η αλληλεπίδραση νερού-μάγματος. Πληρούν τη χοάνη του δακτυλίου και κατόπιν ρέουν προς τα ΝΔ. παρατηρούνται 4-5 ρεύματα λάβας πάχους μεταξύ 3 και 10 m, με συνολικό μέγιστο πάχος του σχηματισμού 50 m. Οι λάβες είναι ανδραιοειδούς σύστασης με ιστό από πορφυριτικό-διακαινικό έως υποαφυρικό-υαλοπιλιτικό- ανάλογα με την ταχύτητα ψύξης του μάγματος. Τα ορυκτά τους είναι πλαγιόκλαστο, σανίδινο, κλινοπυρόξενο, ορθοπυρόξενο και οξειδία σιδήρου και τιτανίου.

13) Πυροκλαστικά λατυποπαγή πυρακτωμένων νεφών Κορακιών

Εμφανίζονται στην ομώνυμη περιοχή, στο ΒΑ τμήμα της Κιμώλου. Πρόκειται για ένα μονογενικό λατυποπαγές μέγιστου πάχους 30 m, αποτελούμενο από γωνιώδη έως ελαφρά στρογγυλωμένα τεμάχια λάβας μέσης διαμέτρου 20- 30 εκατοστά με ενδιάμεση κύρια μάζα αποτελούμενη από ίδιας σύστασης θρυμματοποιημένη λάβα. Διακινείται μια αδρή στρώση του σχηματισμού σε οριζόντες πάχους 2-3 m ο καθένας και τάση να διατάσσεται με βάση την προϋπάρχουσα μορφολογία, παχαινόντας στις παλαιο-κοιλιάδες. Όλα τα παραπάνω χαρακτηριστικά οδηγούν στη θεώρηση του μηχανισμού απόθεσης μέσω πυρακτωμένων νεφών ή ζεστών στοιβάδων. Η εμφάνιση ανατολικά του μεγάλου ρήγματος Β-Ν διεύθυνσης που παρατηρείται στην περιοχή και οι διευθύνσεις ροής προς τα ανατολικά οδηγεί στη θεώρηση του κέντρου εξόδου ακριβώς κατά μήκος αυτού του ρήγματος και στη διασταύρωση του με ένα επίσης εμφανές ρήγμα Α-Δ διεύθυνσης. Ο σχηματισμός αυτός έχει υποστεί κατά θέσεις έντονη εξαλλοίωση από υδροθερμικά ρευστά που αποθέτουν σε ορισμένες ζώνες ρηγμάτωσης μεταλλεύματα μαγγανίου, μολύβδου και βάριου. Η αναγνώριση της αρχικής σύστασης των λαβών καθίσταται προβληματική λόγω των εξαλλοιώσεων. Πρόκειται μάλλον για λάβες ανδραιοειδούς σύστασης με ιστό υποαφυρικό-υαλοπιλιτικό. Τα ορυκτά που αναγνωρίζονται είναι πλαγιόκλαστο, σανίδινο και πυρόξενοι. Πιθανή είναι η ύπαρξη κεροσίλβης.

14) Επαναποθετημένα λατυποπαγή Κορακιών

Εμφανίζονται στις ταπεινότερες τοπογραφικά περιοχές κοντά στις αποθέσεις των πυρακτωμένων νεφών. Αποτελούνται από οριζόντες λεπτόκοκκων γαιώδους υλικού και στρογγυλωμένα τεμάχια του λατυποπαγούς με καλή στρώση και μέγιστο πάχος 20 m. Εμποτίζονται και αυτά από τα υδροθερμικά μεταλλοφόρα ρευστά και κατά τόπους αποκτούν ένα χαρακτηριστικό σκούρο κόκκινο χρώμα.

15) Πυροκλασικά Ψάθης

Εμφανίζονται κάτω από τις λάβες του Ξαπλοβουνιού, στα βόρεια και στα νότια του ομώνυμου θόλου, καθώς και στα ανατολικά και δυτικά του όρμου Ψάθης. Πρόκειται για υποθαλάσσιους τόφφους και τόφφους-λιθάρια που αποτελούνται από κίσηρη και λιθικά. Στα κατώτερα μέρη επικρατούν ενόητες πυροκλαστικής ροής και χαοτική άστρωτη δομή με έντονα φυσαλιδοποιημένα αφυρική κίσηρη που περιέχει μικρο-

φαινοκρυστάλλουςπλαγιόκλαστου και σανίδινου. Χαρακτηριστική είναι η παρουσία αγωγών απαρέωσης και λατυπών επιβράδυνσης. Τα λιθικά βρίσκονται συγκεντρωμένα κυρίως στους ορίζοντες των λατυπών επιβράδυνσης και είναι λιθάρια και τεμάχη έως 1m προερχόμενα από τους ιγνιμβρίτες Κάστρου και Πράσων, εξαλλοιωμένες λάβες και μεγάλο ποσοστό προηφαιστειακού υποβάθρου (σχιστόλιθοι, μάργες, ψαμμίτες). Το συνολικό ποσοστό των λιθικών φτάνει ως και 50%. Οι ανώτερες ενότητες χαρακτηρίζονται από λιγότερα φυσαλιδοποιημένηυποαφυρικήκίσηση με κρυστάλλους πλαγιόκλαστου, σανίδινου, βιοτίτη και οξειδίων σιδήρου και τιτανίου, αρκετά τεμάχη οψιδιανού και περλίτη και μικρότερα ποσοστά λιθικών. Εμφανίζονται καλύτερα ενστρωμένοι και στην οροφή περνούν σε χαρακτηριστικές δομές τοφίτων. Το συνολικό πάχος του σχηματισμού φτάνει τα 30 m.

16) Πυροκλαστικά Μερσίνης

Εμφανίζονται στον ομώνυμο όρμο, στη δυτική ακτή της Πολυαίγου. Παρουσιάζουν τα ίδια χαρακτηριστικά με τα πυροκλαστικάΨάθης με μεγαλύτερα ποσοστά τεμαχών οψιδιανού, μικρότερο ποσοστό λιθικών και χαρακτηριστική παρουσία λιθαριών επιδοσιτών. Το πάχος στην εμφάνιση φτάνει τα 40 m.

17) Θόλοι και ρεύματα λαβών Ξαπλοβουνιού-Ψάθης

Εμφανίζονται στο ΝΑ τμήμα της Κιμώλου, στις ομώνυμες τοποθεσίες. Δυο μικρές εμφανίσεις εντοπίζονται στην περιοχή Πύργου όπου παρατηρούνται δομές υποθαλάσσιας απόθεσης με μαξιλαροειδή σχήματα. Στη θάλασσα έχουν εισέλθει και τα μέτωπα των ρευμάτων λάβας που τροφοδοτούνται από το θόλο Ξαπλοβουνιού και κατευθύνονται προς τα ΝΑ, στην περιοχή Γούπα Καρά. Οι λάβες είναι οψιανικοί-περλιτικοίυποαφυρικοίρυόλιθοι με κρυστάλλους πλαγιόκλαστου, σανίδινου, ορθοπυρόξενου, βιοτίτη, κεροσίλβης και οξειδίων σιδήρου και τιτανίου. Σε ορισμένους ορίζοντες λάβας παρατηρείται μεγάλο ποσοστό σφαιρολίθωναφυάλωσης.

18) Ρυολιθικές λάβες Μερσίνας

Πρόκειται για ένα μικρό θόλο και ένα ρεύμα λάβας πάχους περίπου 10 μέτρων στα ΒΑ και Ν του όρμου Μερσίνη στην Πολυαίγο. Η λάβα είναι οψιανικός – περλιτικόςυποαφυρικόςρυόλιθος με φαινοκρυστάλλουςπλαγιόκλαστου, σανίδινου, κεροσίλβης και οξειδίων σιδήρου και τιτανίου.

19) Ποταμοχειμάρεις αποθέσεις και θαλάσσια ιζήματα

Εμφανίζονται στο νότιο τμήμα της Κιμώλου, στις περιοχές Καλαμίτσι και Πύργος. Το κατώτερο μέρος του σχηματισμού είναι δελταϊκά και κροκαλοπαγή και ψαμμίτες που προς τα πάνω περνούν σε αποθέσεις θάλασσας (κροκαλοπαγή, μικροκροκαλοπαγή, ψαμμίτες και άργιλοι). Στις δελταϊκές αποθέσεις το λεπτόκοκκο υλικό αποτελείται κύρια από ηφαιστίτες. Τα τεμάχη και λιθάρια προέρχονται κύρια από τον εξαλλοιωμένοιγνιμβρίτη Κάστρου, το προηφαιστειακό υπόβαθρο, και από πυριτωμένες λάβες. Στις θαλάσσιες αποθέσεις επικρατεί το ηφαιστειακό υλικό, ενώ το υλικό του υποβάθρου εμφανίζεται ελάχιστα. Οι σχηματισμοί των ρευμάτων κίσησης και των πυροκλαστικώνΦυλακωπής εμφανίζονται ενδιαστρωμένοι μέσα στις θαλάσσιες αποθέσεις. Χαρακτηριστική των ανώτερων

στρωμάτων του σχηματισμού είναι ένα μικροκροκαλοπαγές που έχει τσιμεντωθεί από υδροθερμικά διαλύματα που απέθεσαν βαρύτητα. Πάνω από αυτό εμφανίζονται άργιλοι γκριζοί, ψαμμίτες κιτρινωποί ρηχής θάλασσας και αιολικοί, λίγο συνεκτικοί, καθώς και γκριζα άμμος (Ολόκαινο). Το συνολικό πάχος της απόθεσης φτάνει τα 35 m(Φυτίκαetal.,[1993](#)).

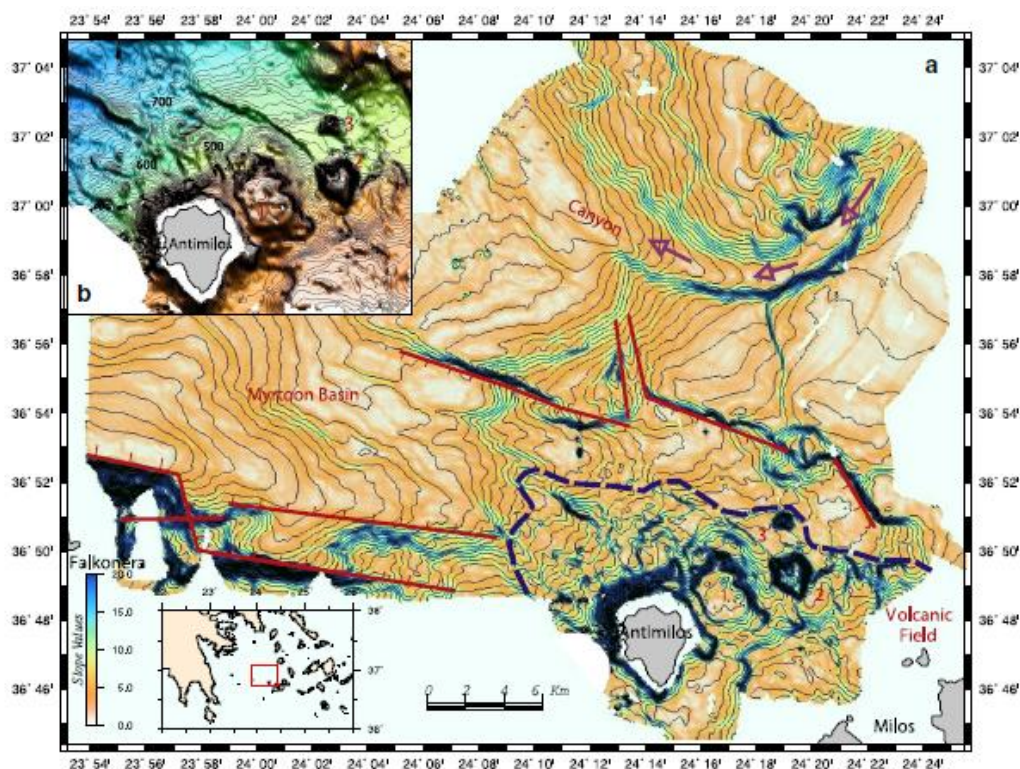
Υδροθερμία Κίμωλου-Πολυαίγου

Τόσο στην Κίμωλο όσο και στον Πολύαιγο καταγράφονται έντονες υδροθερμικές εκδηλώσεις και αποθέσεις σε πολύ μεγάλη ποικιλία. Ειδικότερα στην Κίμωλο σε τέσσερα τουλάχιστον σημεία των βορειοδυτικών ακτών του νησιού, αναβλύζουν υδροθερμικές πηγές με σημαντική μερικές φορές παροχή και θερμοκρασίες μέχρι 56 °C. Επίσης, στην παραθαλάσσια περιοχή των Πράσων αναβλύζουν θερμές πηγές με θερμοκρασία 46 °C.

Τα πετρώματα που συναντώνται στην Κίμωλο λόγω της έντονης υδροθερμικής δραστηριότητας εμφανίζουν υδροθερμικές εξαλλοιώσεις. Συγκεκριμένα, επικρατεί η μπετονιτίωση (κυρίως στην ανατολική πλευρά του νησιού) καθώς και η καολιτιτίωση. Η τελευταία αποτελεί σύνηθες φαινόμενο και στο νησί Πολύαιγος ενώ πιο διαδεδομένη σε αυτό είναι η πυριτιτίωση η οποία συναντάται κυρίως στη νότια πλευρά του νησιού. Επομένως, λόγω αυτών των εξαλλοιώσεων που επικρατούν, καταγράφονται και στα δυο νησιά πολύ έντονα φαινόμενα σχηματισμού και απόθεσης υδροθερμικών ορυκτών και μεταλλικών οξειδίων (Φυτίκαetal.,[1993](#)).

4.2.3.2 Αντίμηλος

Αυτό το ηφαιστειακό κέντρο εμφανίζεται στο νοτιοδυτικό περιθώριο της πλατφόρμας των Κυκλάδων στο όριο της Κρητικής λεκάνης στα NNΔ, και στο όριο της λεκάνης του Μυρτώ, η οποία αναπτύσσεται προς τα βορειοδυτικά. Ένα νεοτεκτονικό κέρασ το οποίο έχει διεύθυνση ΔΒΔ-ΑΝΑ και κορυφή του αποτελεί το νησάκι Φαλκονέρα, χωρίζει την λεκάνη του Μυρτώ στα βόρεια από την Κρητική λεκάνη στα νότια. Η νεοτεκτονική δομή αυτή συνδέει την περιοχή της Αντίμηλου με τις ηφαιστειακές εμφανίσεις του Πόρου και των Μεθάνων στο Σαρωνικό κόλπο. Η Αντίμηλος αποτελεί έναν γεωμετρικό ηφαιστειακό δόμο με 700 m ύψος, ο οποίος έχει σχηματιστεί αποκλειστικά από ανδρειακές και δακτιτικές λάβες, τόφφους και διάφορους τύπους ρών λάβας οι οποίες έφτασαν σε απότομους θαλάσσιους γκρεμούς (Marinos, 1961; Sonder, 1925). Η ηλικία της ηφαιστειότητας της Αντίμηλου καθορίστηκε στα 0,32 εκατ. χρόνια (Fytikasetal., 1986). Σύμφωνα με την έρυνα των **Nomikouetal., 2013** παρατηρήθηκε ένα τραχύ ανάγλυφο ηφαιστειακού τύπου στις ακτές της Αντίμηλου. Το τραχύ ανάγλυφο που περιβάλλει την Αντίμηλο αντιστοιχεί στην υποθαλάσσια έκταση του ηφαιστειακού πεδίου της Αντίμηλου. Το όριο του υποθαλάσσιου ηφαιστειού στα βορειανατολικά του νησιού παρουσιάζεται στο χάρτη μορφολογικών κλίσεων(εικόνα 4.9). Η μορφολογία του βυθού εμφανίζει ένα μάλλον ακανόνιστο μικρής-κλίμακας απότομο ανάγλυφο και μια σειρά από τρεις λόφους με μορφή ηφαιστειακών δόμων με μικρότερο μέγεθος στα ανατολικά (**Nomikouetal.,2013**).



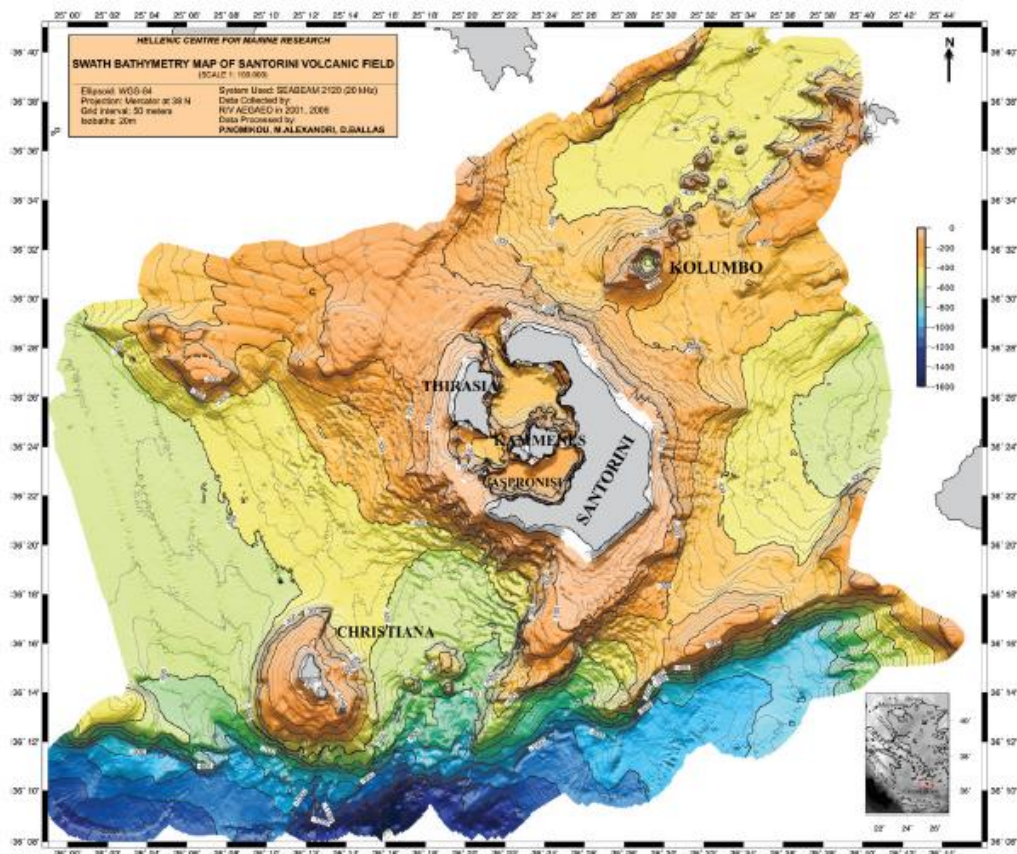
Εικόνα 4.9:Χάρτης μορφολογικών κλίσεων του νότιου Μυρτώου Πελάγους (Nomikouetal., 2013)

4.2.4 Ηφαιστειότητα συμπλέγματος Σαντορίνης (Χριστιανά-Κολούμπο)

Γενικά χαρακτηριστικά του ηφαιστειακού συμπλέγματος Σαντορίνης (Χριστιανά-Κολούμπο)

Το ηφαιστειακό σύμπλεγμα της Σαντορίνης αποτελείται από 3 διακριτά ηφαιστειακά οικοδομήματα τα οποία αναπτύσσονται σε διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ. Συγκεκριμένα **1**) τα Χριστιανά, τα οποία καταλαμβάνουν το νοτιοδυτικό κομμάτι του συμπλέγματος και απέχουν 20 km από τη Σαντορίνη, **2**) η Θήρα (Σαντορίνη) η οποία βρίσκεται στο κεντρικό τμήμα του συμπλέγματος και αντιπροσωπεύει το πιο ενεργό ηφαιστειακό κέντρο του Ελληνικού Ηφαιστειακού Τόξου και **3**) την υποθαλάσσια ηφαιστειακή αλυσίδα του Κολούμπου, το οποίο τοποθετείται στο βορειοανατολικό τμήμα του συμπλέγματος και απέχει 7 km από τη Σαντορίνη (Nomikouetal., 2012, Nomikouetal., 2013).

Στην ευρύτερη περιοχή του συμπλέγματος, η ηφαιστειακή δραστηριότητα, εκτείνεται σε μια βορειοανατολική διεύθυνση στο θαλάσσιο περιβάλλον, η οποία χαρακτηρίζεται από μια σειρά από μικρούς κρατήρες και κώνους πάνω στην τεκτονική γραμμή Χριστιανά-Σαντορίνη-Κολούμπο, όπου είναι πιθανόν να ελέγχει τις διόδους της υδροθερμικής κυκλοφορίας σε αυτή την περιοχή. Το ηφαιστειο της Σαντορίνης είναι το πιο ενεργό (όπως αναφέρθηκε παραπάνω) στο Ελληνικό Ηφαιστειακό τόξο και πολύ γνωστό παγκοσμίως εξαιτίας της Μινωικής έκρηξης την εποχή του χαλκού, η οποία είχε σημαντικές επιπτώσεις στους πληθυσμούς που κατοικούσαν στην Ανατολική Μεσόγειο (Rizzoetal., 2016).



Εικόνα 4.10: Ηφαιστειακό σύμπλεγμα Σαντορίνης (Χριστινών-Κολούμπο) (Nomikou et al., 2013)

Γενικά χαρακτηριστικά Σαντορίνης

Η Σαντορίνη είναι το νοτιότερο ηφαιστειακό κέντρο στο Αιγαίο όπου τοποθετείται σε ηπειρωτικό φλοιό με πάχος 25km, μέσα σε μια ρηξιγενή ζώνη κανονικών ρηγμάτων που εκτείνεται για 40 km με διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ. (Druitt et al., 2014).

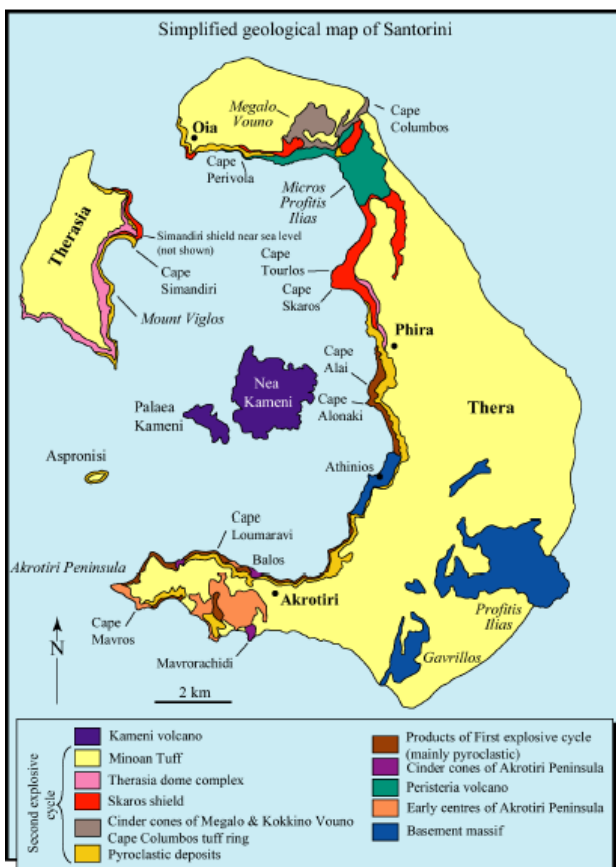
Το σύμπλεγμα της Σαντορίνης, περιλαμβάνει τα νησιά Θήρα, Θηρασιά, Νέα Καμένη, Παλαιά Καμένη και Ασπρονήσι τοποθετημένα σε ένα κυκλικό σχήμα. Το μεγαλύτερο νησί του η Θήρα, έχει ημικυκλικό σχήμα και η εσωτερική του πλευρά είναι ανοιχτή δυτικά, ενώ η Θηρασιά και το Ασπρονήσι τοποθετούνται στο δυτικό μέρος του. Όλα αυτά τα νησιά αντιπροσωπεύουν τα απομεινάρια της κατάρρευσης της ηφαιστειακής ασπίδας και δημιουργούν έναν δακτύλιο περιμετρικά μιας μεγάλης υποθαλάσσιας καλδέρας, που δημιουργήθηκε το 1600 π.Χ., η οποία αποτελείται από 3 λεκάνες, τη Βόρεια, τη Δυτική και τη Νότια (Druitt et al., 2014). Από τα νησιά του συμπλέγματος η Θήρα, η Θηρασιά και το Ασπρονήσι προϋπήρχαν της Μινωικής έκρηξης 1600 π.Χ., ενώ η Παλαιά και Νέα Καμένη είναι ημιαερόβιες (subaerial) μορφές ενός ενδοκαλδερικού οικοδομήματος 3 km (Druitt et al., 2014).

Γεωλογία Σαντορίνης

Η ηφαιστειακή δραστηριότητα στην Σαντορίνη άρχισε πριν από 2Ma με την αποκάλυψη δακτιτικών φλεβών στο Ακρωτήρι και με την παραγωγή λαβών και πυροκλαστικών ακολουθιών. Το αλπικής ηλικίας υπόβαθρο του νησιού εμφανίζεται στο όρος Προφήτης Ηλίας στο ΝΑ μέρος του και αποτελείται από Μεσοζωικής ηλικίας μάρμαρα και σχιστόλιθους. Στην πάροδο των χρόνων έχουν καταγραφεί τουλάχιστον 7 εκρήξεις μεγάλης κλίμακας καθώς και δημιουργίες καλδέρας τα τελευταία 600,000 χρόνια. Οι αποθέσεις τέφρας από τη Μινωική έκρηξη που έχουν άσπρο χρώμα έχουν καλύψει όλο το νησί με πάχος μέχρι 50 m. Κάτω από αυτό το κάλυμμα παρατηρούνται πολύχρωμα στρώματα λάβας, πυροκλαστικές ροές, και διάφοροι άλλοι ηφαιστειακοί σχηματισμοί, οι οποίοι εμφανίζονται στα τοιχώματα της καλδέρας. Τα νησιά Παλαιά και Νέα Καμένη βρίσκονται στο κέντρο της καλδέρας της Σαντορίνης και δημιουργήθηκαν από εκροές λάβας που αναφέρονται από το 197 π.Χ. μέχρι το 1950 μ.Χ. Η μέγιστη διάμετρος της καλδέρας είναι περίπου 11 km σε μια διεύθυνση Βόρεια-Νότια ενώ η μικρότερη διάμετρος βρίσκεται σε μια διεύθυνση Ανατολή-Δύση γύρω στα 7 km. Το βαθύτερο σημείο της καλδέρας έχει μετρηθεί στα 385m κάτω από το επίπεδο της θάλασσας ενώ τα τείχη της καλδέρας ανέρχονται στο ύψος 300 m πάνω από την θάλασσα (Nomikouetal.,2012).

Πιο αναλυτικά η γεωλογική δομή βασίζεται σε ένα προηφαιστειακό νησί με ασβεστόλιθους Μεσοζωικής ηλικίας και Τριτογενούς μεταπηλίτες, οι οποίοι έχουν επηρεαστεί από την ηφαιστειακή δραστηριότητα. Τα αρχαιότερα ηφαιστειακά πετρώματα στο Ακρωτήρι ηλικίας 650-550 χιλιάδες χρόνια, είναι υδροθερμικά εξαλλοιωμένοι πυριτιικοί τόφφοι και ροές λάβας. Αναμεσα στις 530-330 χιλιάδες χρόνια ένα σύμπλεγμα κώνωνστρωματοηφαιστειών (ηφαιστεια Περιστεριών) δημιουργήθηκαν στο βορειότερο μισό του ηφαιστειακού πεδίου. Έντονα εκρηκτική ηφαιστειακή δραστηριότητα ξεκίνησε 360 χιλιάδες χρόνια πριν, από τότε περίπου 12 μεγάλες ηφαιστειακές εκρήξεις έλαβαν χώρα εναλλασσόμενες με περιόδους που χαρακτηρίζονται από ενδοκαλδερική αναδόμηση. Γεγονότα που οδήγησαν στη Μινωική έκρηξη ξεκίνησαν πριν από 70,000 χρόνια, όπου επαναλαμβανόμενες εκχύσεις μάγματος στο βόρειο μέρος του ηφαιστειακού πεδίου δημιούργησαν μια ηφαιστειακή ασπίδα 10km³, την ασπίδα του Σκάρου, η οποία μέχρι τα 54.000 χρόνια είχε φτάσει το ύψος των 350 μέτρων πάνω από το σημερινό επίπεδο της θάλασσας. Αυτή καλύφθηκε μεταξύ 45 και 23 χιλιάδων χρόνων από μια δακτιτική δομή η οποία τροφοδοτήθηκε από φλέβες 2km³ και έφτασε τα 200 m πάχος στο δυτικό μέρος του οικοδομήματος. Περίπου στα 24 χιλιάδες χρόνια μια δακτιτική έκρηξη μεγαλύτερη από 10 km³(ακρωτήρι Ριβία- capeRivia), κατέρρευσε το οικοδόμημα Θηρασιά δημιουργώντας καλδέρα. Περίπου για 18,000 στην περιοχή εμφανίστηκε μειωμένη μαγματική δραστηριότητα και μετά επαναδραστηριοποιήθηκε λίγο πριν τις 3,6 χιλιάδες χρόνια που έγινε η Μινωική έκρηξη. Η μόνη εκρηκτική δραστηριότητα σε αυτή την περίοδο αποτελείται από λεπτά στρώματα κίσηρης και σκωρίες. Η καλδέρα των 22.000 χρόνων επικρατούσε στη μορφολογία της Σαντορίνης πριν την Μινωική έκρηξη. Κατά την δημιουργία του ενδοκαλδερικού οικοδομήματος της Καμένης μετά την κατάρρευση από τη Μινωική έκρηξη έχουν παρατηρηθεί 6 αναερόβιες (subaerial) εκρήξεις από τον 15^ο αιώνα, όπου η τελευταία έγινε το 1950. Εμφανίσεις ασβεστόλιθων και μεταπηλιτών παρατηρούνται στη ΝΑ Θήρα και υπόκεινται του υπόλοιπου ηφαιστειακού πεδίου. Πυριτικοί τόφφοι με κεροστίλβη και

λάβες από την ηφαιστειακή δραστηριότητα στο Ακρωτήρι, εμφανίζονται στη νότια Θήρα. Ενώ απομεινάρια ρών λάβας από τα Περιστερία, Σκάρο και Θηρασιά δομούν τις περισσότερες πλαγιές που περιβάλλουν τη βόρεια λεκάνη της καλδέρας. Οι λάβες του Σκάρου αποτελούνται κυρίως από ανδεσίτες και βασάλτες ενώ οι λάβες της Θηρασιάς κυρίως από υαλοδακίτη-δακίτη, και τα αρχαιότερα πετρώματα από τα Περιστερία περιλαμβάνουν κυρίως υδροθερμικά εξαλλοιωμένες και διαβρωμένες λάβες και τόφφους. Αντίθετα τα πετρώματα στο Ακρωτήρι που είναι νεότερα από 500,000 χρόνια περιέχουν πολύ σπάνια κεροσίλβη (Druittetal.,2014).



Εικόνα 4.11 Γεωλογικός χάρτης Σαντορίνης(Druittetal., 2019)

Καλδέρα της Σαντορίνης

Η σύγχρονη μορφή της καλδέρας της Σαντορίνης αποτελείται από τρεις διακριτές λεκάνες, οι οποίες δημιουργούν διαφορετικά περιβάλλοντα απόθεσης. Αυτές δημιουργήθηκαν εξαιτίας της Μινωικής έκρηξης, περιβάλλουν τις Καμένες και διαχωρίζονται μεταξύ τους από έντονο ανάγλυφο και δόμους. Η βόρεια λεκάνη είναι μεγαλύτερη και πιο βαθιά (389 m βάθος) η οποία αναπτύχθηκε ανάμεσα στις Καμένες, τη Θηρασιά και το βορειότερο μέρος της καλδέρας της Σαντορίνης. Η δυτική λεκάνη η οποία είναι η μικρότερη, τοποθετείται ανάμεσα και παράλληλα της νησίδας Ασπρονήσι, την Παλαιά Καμένη και το νοτιότερο μέρος της Θηρασιάς με μέσο βάθος 325 m. Η νότια λεκάνη αναπτύσσεται ανάμεσα στις Καμένες και στο νοτιότερο μέρος της καλδέρας της Σαντορίνης καλύπτοντας την περιοχή με βάθος πυθμένα 297 m (Nomikouetal.,2013).

Στις λεκάνες παρατηρούνται τουλάχιστον 200 m από ενδοκαλδερικά πετρώματα. Η βόρεια και νότια λεκάνη της κλαδέρας διαχωρίζονται από μια γραμμή (Kameniline) διευθύνσεως ΒΑ-ΝΔ και υποδηλώνονται από ιστορικές εκρήξεις. Η γραμμή της Καμένης γίνεται αντιληπτή ως μια επιφανειακή εκδήλωση ενός ρήγματος παράλληλο στην ΒΑ-ΝΔ διεύθυνση, όπου χωρίζει το ηφαιστειακό πεδίο σε δύο μισά ([Druittetal.,2014](#)).

4.2.4.1 Ηφαιστειότητα Χριστιανών

Το νησιωτικό σύμπλεγμα των Χριστιανών αποτελείται από μία ομάδα 4 νησίδων που ανήκουν σε έναν μεμονωμένο ηφαιστειακό κώνο ο οποίος ανορθώθηκε από τον πυθμένα της θάλασσας, όπως υποδηλώνει και το σχήμα των βαθυμετρικών καμπυλών, ο οποίος παρήγαγε ροές λάβας καθώς και πυροκλαστικές αποθέσεις. Φαίνεται ότι όλο το οικοδόμημα ανορθώθηκε στην τομή δύο ρηγμάτων διευθύνσεων ΒΒΔ-ΝΝΑ και ΒΒΑ-ΝΝΔ, με κυριότερο το 2^ο ρήγμα το οποίο τέμνει τον ηφαιστειακό κώνο και συνεχίζει βόρεια από το βορειότερο νησί. Οι διαστάσεις του ηφαιστειακού κώνου των Χριστιανών είναι 10-13 km και οι τέσσερις νησίδες αποτελούν την κορυφή αυτού του κώνου, του οποίου η διεύθυνση τείνει ΒΒΔ-ΝΝΑ με το μέγιστο υψόμετρο τους να φτάνει τα 283m. Η βάση του ηφαιστειακού κώνου ανυψώνεται από διαφορετικά βάθη πάνω από τον θαλάσσιο πυθμένα με το υπολογιζόμενο βάθος του στην βορειότερη πλευρά, να κυμαίνεται στα 500m ενώ στην νοτιότερη πλευρά να κυμαίνεται στα 800m. Το συνολικό ηφαιστειακό οικοδόμημα των Χριστιανών υπολογίζεται πάνω από 900m. Τρεις νέοι ηφαιστειακοί δόμοι παρατηρήθηκαν σε απόσταση 10 km ανατολικά από τα Χριστιανά με την βάση αυτών να υπολογίζεται στα 500-600m βάθος. Οι κορυφές των δόμων φτάνουν στα 300m βάθος για τον υψηλότερο και 400m για τους άλλους δύο ([Nomikouetal.,2013](#)).

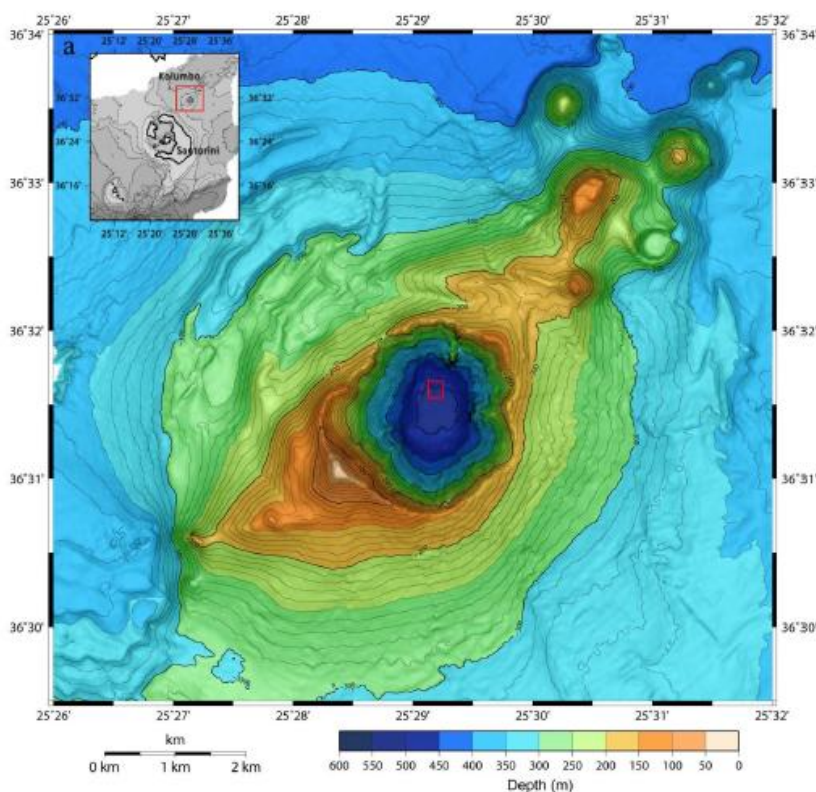
4.2.4.2 Γενικά χαρακτηριστικά του ηφαιστειακού κέντρου Κολούμπο

Το υποθαλάσσιο ηφαιστειακό κέντρο Κολούμπο είναι το πιο πρόσφατο σημείο υποθαλάσσιας ηφαιστειακής δραστηριότητας στο Ελληνικό ηφαιστειακό τόξο (Η.Β.Α.). Το ηφαιστειακό κέντρο του Κολούμπου είναι το μεγαλύτερο μιας αλυσίδας από 19 ηφαιστειακούς κώνους ([Nomikouetal.,2012](#)) οι οποίοι έχει σχηματιστεί στην ρηγιγενή ζώνη Σαντορίνης-Αμοργού και βρίσκεται μόλις 7 km μακριά από το νησί της Θήρας ([Nomikouetal.,2013](#)). Ο κρατήρας του έχει οβάλ σχήμα με 1700m διάμετρο και 505m βάθος. Το πιο αβαθές σημείο του κρατήρα βρίσκεται στο νοτιοδυτικό τμήμα των τοιχωμάτων του και μετριέται μόλις στα 18m κάτω από την επιφάνεια της θάλασσας. Υπάρχει ένα ενεργό υδροθερμικό πεδίο στο βόρειο μέρος του κρατήρα που ανακαλύφθηκε το 2006 και οι καμινάδες που σχηματίστηκαν λόγω αυτής της δραστηριότητας, ανυψώνονται σε ύψος 4m και αποτελούνται από παραγενέσεις συμπαγών θειούχων και θειικών ορυκτών και φέρουν υψηλή περιεκτικότητα πολύτιμων μετάλλων. Σύμφωνα με πρόσφατες ηφαιστειολογικές και γεωχημικές έρευνες προτείνεται η παρουσία διαφορετικής μαγματικής τροφοδοσίας του ηφαιστείου του Κολούμπου από το ηφαίστειο

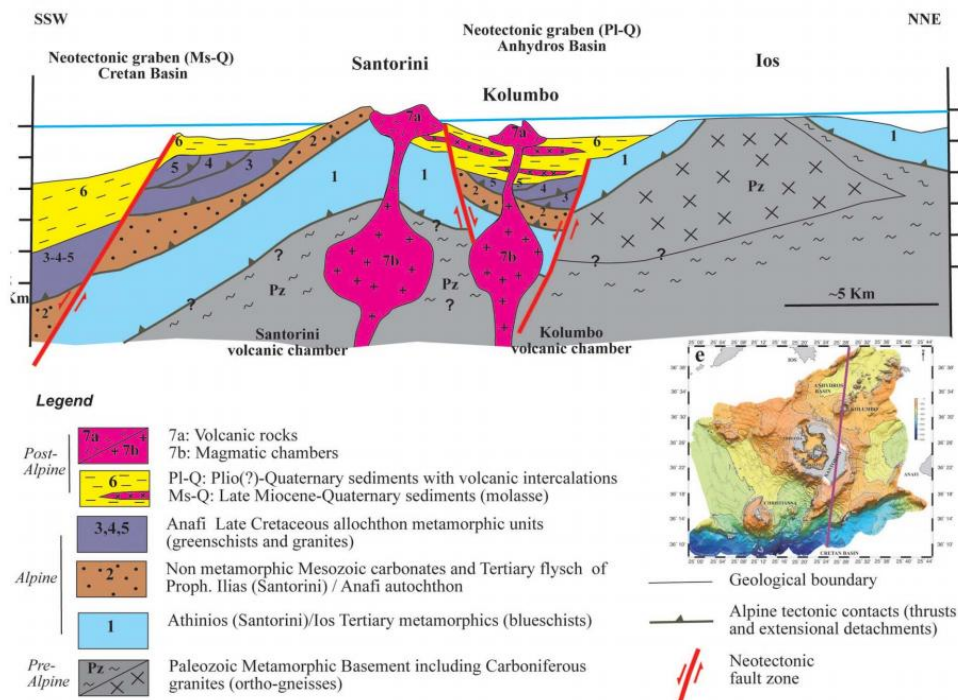
της Σαντορίνης. Αυτά τα αποθέματα (reservoirs) έχουν διαφορετικά ορυκτολογικά και γεωχημικά χαρακτηριστικά που πιθανώς υποδεικνύουν διαφορετικές πηγές μάγματος, που στην περίπτωση του Κολούμπου τροφοδοτείται κατευθείαν από τον μανδύα ενώ στην περίπτωση της Σαντορίνης από την μερική τήξη του υπαγόμενου φλοιού της Τυθείας (2005) (Nomikouetal.,2012).

Γεωλογική δομή της ηφαιστειακής περιοχής του Κολούμπου

Η περιοχή του Κολούμπου απαρτίζεται από ένα προαλπικό υπόβαθρο ορθογενεσίων του Λιθανθρακοφόρου οι οποίοι καλύπτονται από την ενότητα κυανοσχιστολίθων των Κυκλάδων μέσω ενός ρήγματος αποκόλλησης και ανάντι της ενότητας των κυανοσχιστολίθων τοποθετούνται μέσω μίας τεκτονικής επαφής οι αυτόχθονοι σχηματισμοί της ενότητας Ανάφης που απαρτίζονται από αμεταμόρφωτα ανθρακικά του Μεσοζωικού και τον Τριτογενή Φλύσχη της. Επιπλέον, από πάνω εμφανίζεται τεκτονικά το αλλόχθονο τμήμα της ενότητας της Ανάφης που απαρτίζεται από μεταμορφωμένα πετρώματα καθώς και από πλουτώνια πετρώματα λόγω μαγματικών διεισδύσεων. Τέλος, από πάνω εμφανίζονται μετα-αλπικές ιζηματογενείς αποθέσεις Πλειόκαινου – Τεταρτογενούς με ηφαιστειακές ενδιστρώσεις Μειοκαινού – Τεταρτογενούς. Αυτοί οι σχηματισμοί αποτελούν το γεωλογικό υπόβαθρο του ηφαιστείου Κολούμπου το οποίο χαρακτηρίζεται από ξεχωριστό μαγματικό θάλαμο σε σχέση με το ηφαίστειο της Σαντορίνης, παρά την εγγύτητα του σε αυτό (~7 km απόσταση ΒΑ). Είναι επιπλέον σημαντικό να αναφερθεί ότι η περιοχή του Κολούμπου αποτελεί μια δομή τάφρου που οριοθετείται από δύο νεοτεκτονικές ρηξιγενείς ζώνες (Kiliasetal.,2013).



Εικόνα 4.12:Βαθυμετρικός χάρτης Κολούμπου (Kiliasetal., 2013)



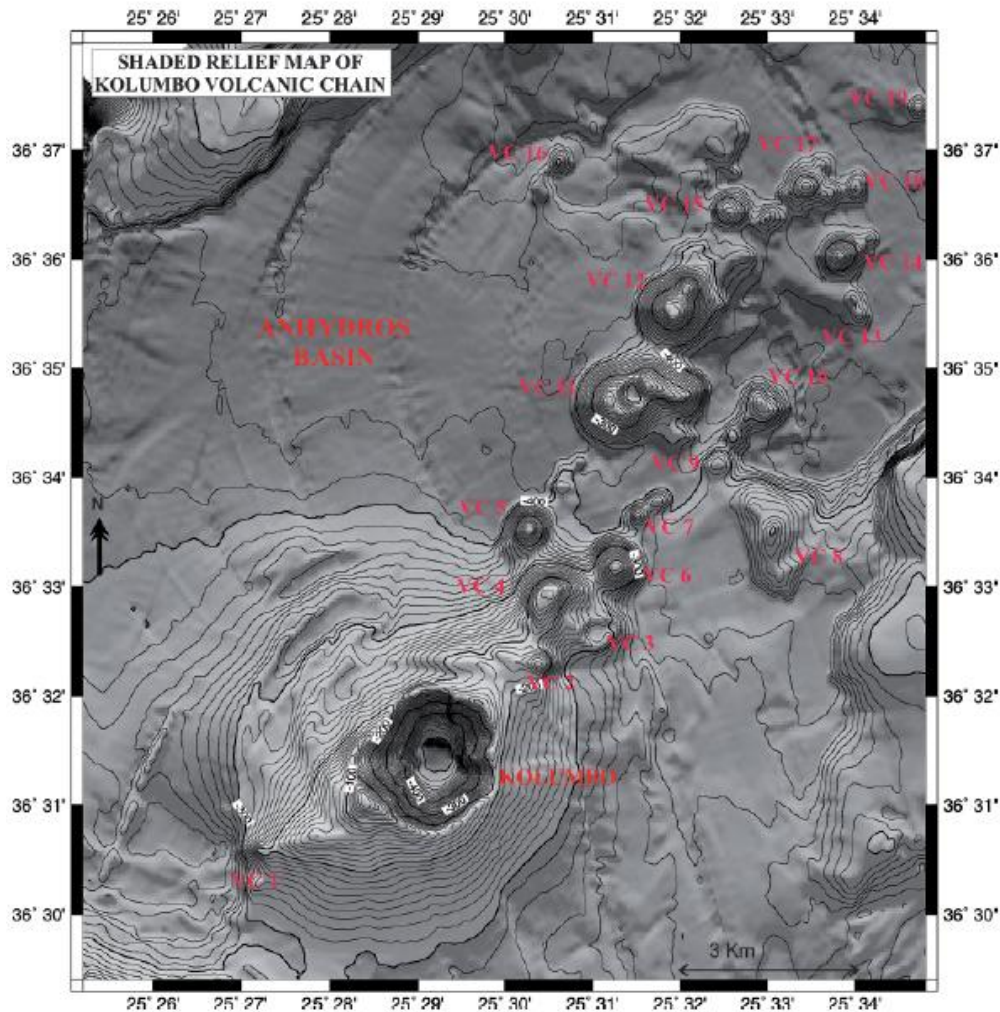
Εικόνα 4.13: Γεωλογική τομή της περιοχής του ηφαιστείου Κολούμπο. Φαίνεται καθαρά η γεωλογία, η τεκτονική, καθώς και ο ηφαιστειακός θάλαμος του Κολούμπο (ροζ). Στα ΝΝΔ του Κολούμπο φαίνεται το ηφαίστειο της Σαντορίνης με το δικό του μαγματικό θάλαμο (Kiliasetal., 2013)

Μορφολογικά χαρακτηριστικά του Κολούμπο

Το Κολούμπο είναι ο μεγαλύτερος ηφαιστειακός κώνος σε όγκο και το σημείο που δύο διαφορετικές τάσεις της ηφαιστειακής αλυσίδας του ενώνονται. Η διάμετρος της βάσης του είναι περίπου 3 km, ενώ η διάμετρος του κρατήρα είναι 1,7 km. Το μέσο βάθος των ορίων του κρατήρα είναι 150 m, ενώ το ρηχότερο σημείο του ορίου είναι μόλις 18 m και βρίσκεται στην νοτιοδυτική πλευρά του ηφαιστείου. Το δάπεδο του κρατήρα είναι επίπεδο και βρίσκεται σε βάθος 500m. Οι υψηλότερες τιμές κλίσης στα εσωτερικά τοιχώματα του κρατήρα πιθανότερα αντιπροσωπεύουν τα απομεινάρια της κατάρρευσης ενός πρόσφατου (revelant) ηφαιστειακού κώνου. Η κλίση στις εξωτερικές πλαγιές, μειώνεται σταδιακά ενώ στις βορειοδυτικές πλαγιές παρατηρείται μια απότομη αλλαγή στην κλίση που πιθανώς αντιπροσωπεύει ένα προηγούμενο στάδιο ηφαιστειότητας, όπου δημιούργησε έναν ηφαιστειακό κώνο (Nomikou et al., 2013).

Μορφολογία των δευτερευόντων ηφαιστειακών κώνων της αλυσίδας του Κολούμπο

Εκτός από το Κολούμπο, η υπόλοιπη ηφαιστειακή ακολουθία εξερευνήθηκε το 2010, όπου ανακαλύφθηκαν 19 ηφαιστειακοί κώνοι οι οποίοι κατανέμονται γραμμικώς με διαφορετικό προσανατολισμό και έχουν κύριο σημείο το ηφαίστειο Κολούμπο. Οι περισσότεροι κώνοι έχουν ένα ελλειψοειδές σχήμα δόμου, ενώ η κορυφή μερικών είναι ένας καθαρά διακρινόμενος κρατήρας. Εξαιρώντας τις διαφορές σε μέγεθος και όγκο, σε σύγκριση με τον κύριο κώνο του Κολούμπο, παρατηρήθηκε ένα πλήθος σημαντικών χαρακτηριστικών. Είναι κυρίως κυκλικοί με πολύ απότομες πλαγιές που υποδεικνύονται από τις πυκνές ισοβαθείς και βρίσκονται στο επίπεδο σημείο μιας λεκάνης. Οι πλαγιές των κώνων αυτών, γίνονται πιο απότομες στα ανώτερα σημεία τους και αποκαλύπτουν στρώματα βιογενούς προέλευσης. Τα χαμηλότερα σημεία και οι επίπεδες κορυφές τους, καλύπτονται από λεπτόκοκκα ιζήματα που εμπεριέχουν μπλόκ ελαφρόπετρας. Επίσης παρατηρήθηκαν μερικά γραμμικά στίγματα τα οποία θεωρήθηκαν επιφανειακά σημάδια τεκτονικής δραστηριότητας. Μερικά μοναδικά χαρακτηριστικά παρατηρήθηκαν σε κάποιους κώνους, όπου προκάλεσαν περισσότερες ερωτήσεις για την δημιουργία και εξέλιξη αυτής της ηφαιστειακής αλυσίδας. Τα υψηλότερα σημεία αναμένονται μεταξύ 130m και 430m. Οι μεγαλύτεροι ηφαιστειακοί κώνοι VC11 και VC12 ανήκουν στο βορειότερο τμήμα και αποτελούνται από 2 κορυφές διαχωριζόμενες από μια στενή κοιλάδα. Η βάση τους βρίσκεται στην ισοβαθή των 410m και το ρηχότερο τους σημείο ανέρχεται στα 210m βάθος. Στο νοτιότερο τμήμα οι κώνοι VC9, VC10 είναι μικρότεροι σε μέγεθος με την κορυφή τους να ανέρχεται στα 360m βάθος εκτός από τον κώνο VC14 όπου έχει ένα πιο συμμετρικό κωνικό σχήμα έως τα 325m βάθος(εικόνα 4.14) (Nomikouetal.,2013).



Εικόνα 4.14: Βαθυμετρικός χάρτης του συμπλέγματος Κολούμπο. VC: ηφαιστειακοί κώνοι (Nomikou et al., 2013)

4.2.4.3 Υδροθερμικά πεδία στο Κολούμπο και τη Σαντορίνη

Υδροθερμικό πεδίο του Κολούμπου

Ένα μεγάλο υδροθερμικό πεδίο ανακαλύφθηκε μέσα στον κρατήρα του Κολούμπο, όπου υψηλής θερμοκρασίας ρευστά εκλύονται με τη μορφή αερίου από καμινάδες ύψους 4m και φτάνουν σε ύψος μέχρι και 10 m πάνω από το δάπεδο του κρατήρα, με τη θερμοκρασία τους να μετράται έως τους 220 °C. Οι καμινάδες αυτές συνίστανται από πολυμεταλλικά συμπαγή θειούχα ορυκτά, το εξωτερικό των οποίων, καλύπτεται από μια λευκή, γκρι και κοκκινωπή κρούστα, η οποία δημιουργήθηκε από βακτηριδιακή δράση. Χαμηλότερης θερμοκρασίας καμινάδες παρατηρούνται στις βόρειες και ανατολικές πλαγιές του κρατήρα, οι οποίες εκλύουν ρευστά με θερμοκρασίες έως 70 °C και μικρές φυσαλίδες αερίου. Οι

μεγαλύτερες καμινάδες σε αυτή την πλευρά καλύπτονται από κοκκινωπά βακτήρια και seasquirts. Τα περιθώρια του τοιχώματος του κρατήρα στην ΒΑ πλευρά, έχουν γραμμές από στρώματα λευκών βακτηριδίων. Σε μερικές από αυτές τις περιοχές συναντώνται κομμάτια από γκρι υδροθερμικά εξαλλοιωμένων αργίλων οι οποίες εκπέμπουν θαλασσινό νερό σε θερμοκρασίες των 70 °C. Ολόκληρο το δάπεδο του κρατήρα καλύπτεται από ένα πορτοκαλοκόκκινο στρώμα βακτηριδίων το οποίο μετράται σε πάχος μόλις των μερικών εκατοστών (Sirgudssonetal.,2006).

Ορυκτολογική σύσταση καμινάδων

Το υποθαλάσσιο υδροθερμικό σύστημα του Κολούμπο αποτελείται από υδροθερμικές καμινάδες (hydrothermalvents – blacksmokers), όπου αναβλύζουν υδροθερμικά ρευστά σχετικά χαμηλής θερμοκρασίας ($\leq 70^{\circ}\text{C}$) και σχετικά χαμηλού pH (~ 5). Τα κυριότερα συγκροτήματα καμινάδων αποτελούν το PoliteiaVentComplex που καλύπτει 25m^2 του δυτικού τμήματος του υδροθερμικού συστήματος και ύψος καμινάδων $\leq 3\text{m}$, το ChampagneVentComplex, το “Diffuser II” VentComplex και το Poet’sCandle. Το υλικό του πυθμένα της καλδέρας, καθώς και οι καμινάδες καλύπτονται από ένα λεπτό στρώμα βιογενούς σιδήρου που οφείλει τη δημιουργία του σε μικροβιακή δράση. Το PoliteiaVentComplex χαρακτηρίζεται από διαυγή ρευστά που δημιουργούνται εξαιτίας της καθίζησης των θειούχων ορυκτών πριν την αποφόρτιση, ενώ τα ChampagneVentComplex και “Diffuser II” VentComplex χαρακτηρίζονται από το κάλυμμα σιδήρου μικροβιακής προέλευσης που προαναφέρθηκε. Επιπλέον, οι καμινάδες του υποθαλάσσιου υδροθερμικού συστήματος του Κολούμπο αποτελούνται από 3 φλοιούς διαφορετικής ορυκτολογικής σύστασης:

α: Έναν εσωτερικό πυρήνα από συμπαγή θειικά/θειούχα ορυκτά (βαρίτης $[\text{BaSO}_4]$ με γαληνίτη $[\text{PbS}]$, σφαλερίτη $[\text{ZnS}]$ και σφαιρίδια ή ζώνες σιδηροπυρίτη $[\text{FeS}_2]$) που φέρει ζώνες πλούσιες σε Sb και Pb (και λίγο As)

β: Μία εξωτερική ζώνη από σουλφίδια του As (κρυσταλλικός βαρίτης, γύψος, κίτρινη και ερυθρά σανδαράχη)

γ: Ένα εξωτερικό κάλυμμα πλούσιο σε σίδηρο μικροβιακής προέλευσης (άμορφα οξύ-υδροξείδια του σιδήρου [amorphousFe – oxyhydroxides]) (Kiliasetal.,2013).

Υδροθερμικό πεδίο Σαντορίνης

Σε αντίθεση με τις υψηλές θερμοκρασίες που παρατηρούνται στο Κολουμπο, στην καλδέρα της Σαντορίνης παρατηρούνται υδροθερμικές εκλύσεις χαμηλών θερμοκρασιών μόνο. Υδροθερμικές καμινάδες παρατηρούνται και στην βόρεια και νότια λεκάνη της καλδέρας της Σαντορίνης, όπου υπάρχει ένα υδροθερμικό πεδίο στην βορειοανατολική πλευρά της βόρειας λεκάνης, το οποίο βρίσκεται στα 200 με 300 m βάθος. Αυτό τουδροθερμικό πεδίο τοποθετείται στην ίδια ευθεία με το σύστημα κανονικών ρηγμάτων του Κολούμπου και είναι

κοντά στο περιθώριο μιας ρηχής διείσδυσης η οποία λαμβάνει χώρα μέσα σε ιζήματα. Παρόμοια υδροθερμική δραστηριότητα παρατηρείται και στην νότια λεκάνη, όπου καμινάδες χαμηλής θερμοκρασίας, συναντώνται παράλληλα σε μια ράχη, η οποία χωρίζει την λεκάνη του Ασπρονησίου από τη νότια λεκάνη(Sirgudssonetal.,2006).

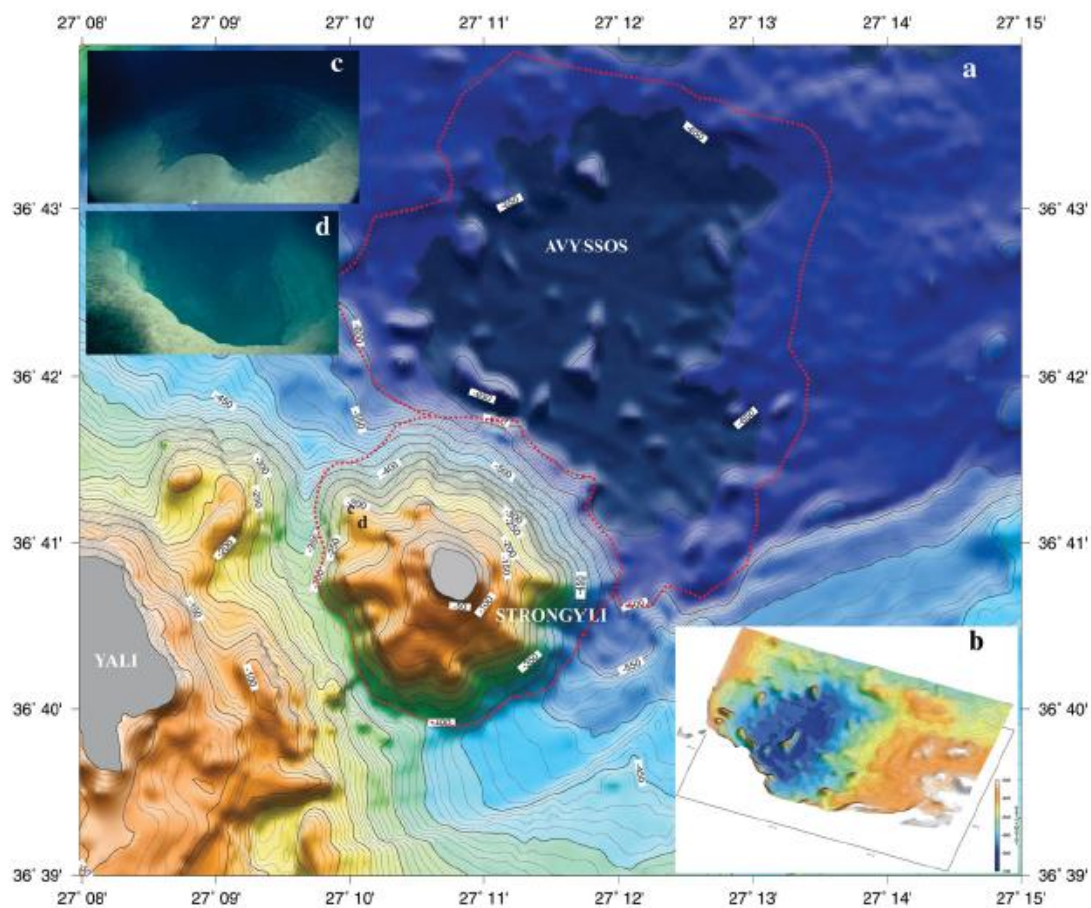
Η διαφορά της υδροθερμικής δραστηριότητας η οποία εκδηλώνεται στην καλδέρα της Σαντορίνης, σε σχέση με αυτή που εκδηλώνεται στον κρατήρα του Κολούμπο, οφείλεται εν μέρη στο παχύ στρώμα ιζημάτων, το οποίο έχει αποτεθεί στην καλδέρα και την πιο πρόσφατη υποθαλάσσια ηφαιστειακή δραστηριότητα του Κολούμπο (1650).

Μπορούμε να υποθέσουμε ότι το Κολούμπο είναι ένα μοντέρνο ανάλογο των συνθηκών που επικράτησαν μετά την Μινωική έκρηξη. Είναι πιθανό ότι η Σαντορίνη μετά την Μ.Ε. μπορεί να αποτελούσε σκηνικό έντονης υδροθερμικής δραστηριότητας, καθώς το ρηχό μαγματικό σύστημα ψύχονταν. Μετά από 3600 χρόνια από την έκρηξη, η υδροθερμική δραστηριότητα στον πυθμένα του νησιού έχει εξασθενήσει εξαιτίας της ψύξης, καθώς και της ταχείας ταφής της καλδέρας από ιζήματα πάχους μεγαλύτερου από 200 m(Sirgudssonetal.,2006).

4.2.5 Ηφαιστειότητα συμπλέγματος Κώς-Νίσυρος-Γυαλί

Εισαγωγικά χαρακτηριστικά

Τα τελευταία νησιά στα οποία εμφανίζεται ηφαιστειακή δραστηριότητα στο Ελληνικό ηφαιστειακό τόξο είναι η Κώς, η Νίσυρος, καθώς και οι νησίδες Γυαλί και Στρογγυλόπου ανήκουν στο ηφαιστειακό σύμπλεγμα της Κώ-Νισύρου.

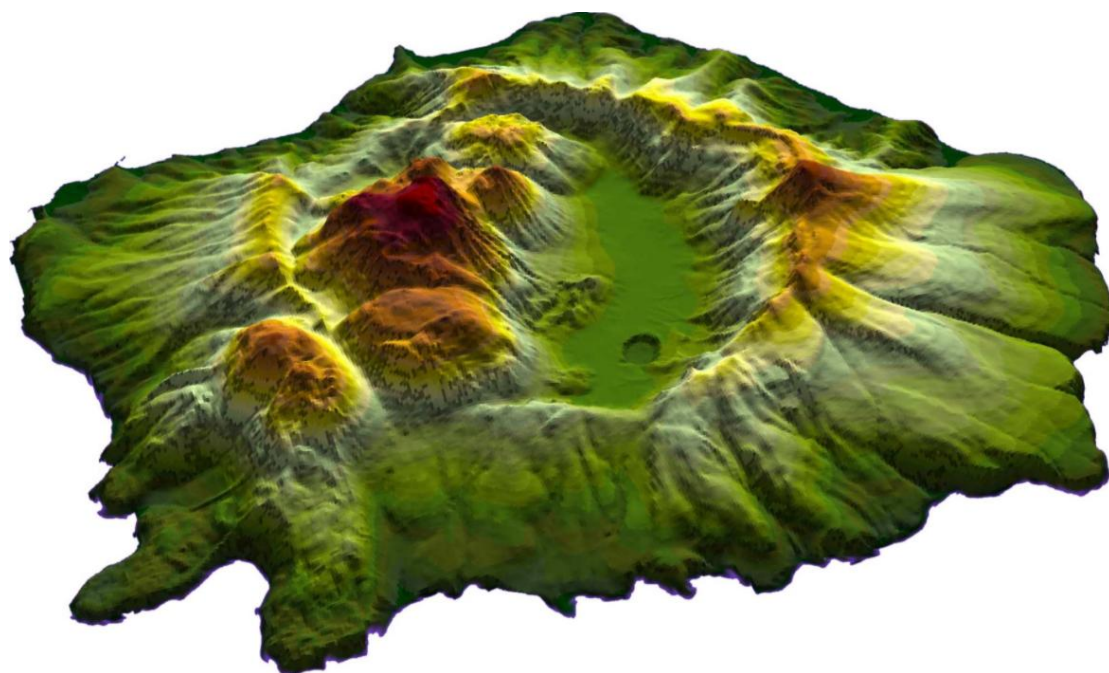


Εικόνα 4.15: (α) Βαθυμετρικός χάρτης που απεικονίζει τα ηφαιστειακά κέντρα Στρογγύλη και Άβυσσο. Οι κόκκινες γραμμές οριοθετούν τις υποθαλάσσιες ηφαιστειακές εκβολές. (β) Παρουσιάζεται ένας τρισδιάστατος χάρτης της υποθαλάσσιας καλδέρας της Αβύσσου σε βάθη μεταξύ 600m και 680m. (γ) απεικόνιση του υποθαλάσσιου κρατήρα κατά τη διάρκεια έρευνας με το THETIS το 2002 σε βάθος 192m στις βορειοδυτικές πλαγιές της Στρογγύλης. (δ) Παρατήρηση του υποθαλάσσιου κρατήρα σε βάθη που κυμαίνονται μεταξύ 193m και 199m κατά τη διάρκεια ερευνητικής αποστολής με το ROV το 2010. Το σημείο που έγινε αυτή η αποτύπωση είναι πολύ κοντά με το προηγούμενο (σημείο γ) (Nomikouetal., 2013)

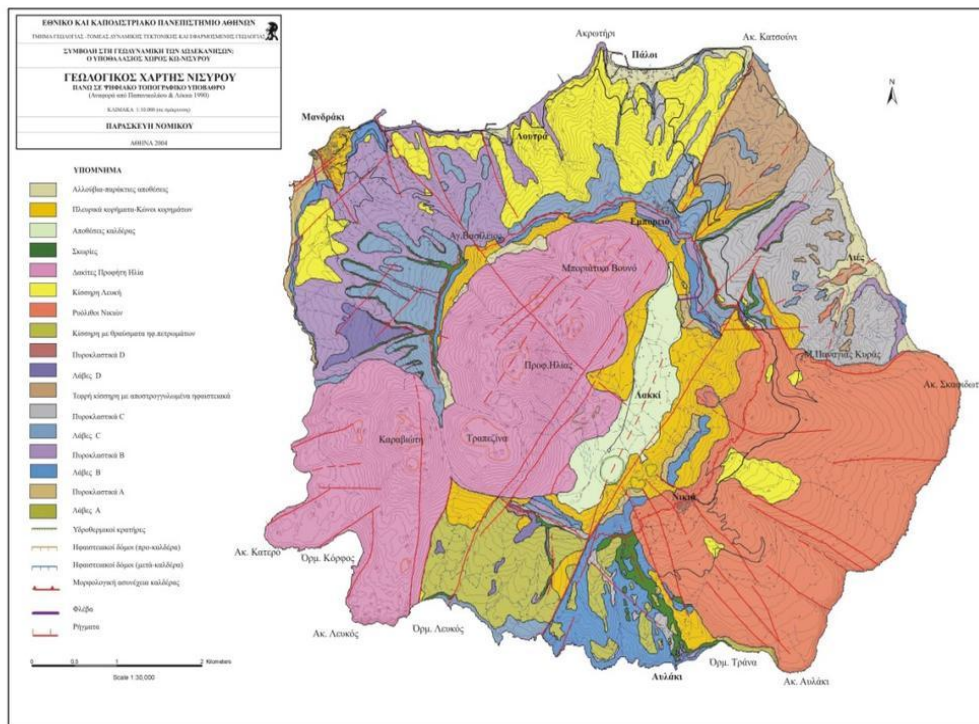
Γενικά χαρακτηριστικά Νισύρου

Το νησί της Νισύρου βρίσκεται στο νοτιοανατολικό Αιγαίο, ανήκει στα Δωδεκάνησα και αποτελεί ένα ενεργό ηφαιστειακό κέντρο. Βρίσκεται περίπου 10 ναυτικά μίλια νότια της Κω, 8 μίλια ΒΔ της Τήλου και περίπου 9 μίλια δυτικά από τα παράλια της Μικράς Ασίας (Datcarpeninsula). Κατά την αρχαιότητα το νησί ονομαζόταν Πορφυρίς, πιθανότατα λόγω της παραγωγής κόκκινης βαφής ή λόγω του ηφαιστειακού πορφυρίτη λίθου που αφθονεί στο νησί

(https://www.arcgis.com/apps/MapSeries/index.html?appid=cc91dd8864c9497187a09eddc1eef7f&fbclid=IwAR1-VEKPLN062YKphzrwhtOFrqcYr4Iz7v7gP_FViQxFIjfBnl2hKLtbXSw (Γεω-Πολιτιστικό περιβάλλον Ηφαιστείου Νισύρου).



Εικόνα 4.16: Τρισδιάστατο Ψηφιακό Μοντέλο εδάφους (DEM) το οποίο προέκυψε από την ψηφιοποίηση των τοπογραφικών φύλλων κλίμακας 1:5.000 στα πλαίσια του Ευρωπαϊκού Προγράμματος GEOWARN (2003) (https://www.arcgis.com/apps/MapSeries/index.html?appid=cc91dd8864c9497187a09eddc1eef7f&fbclid=IwAR1-VEKPLN062YKphzrwhtOFrqcYr4Iz7v7gP_FViQxFIjfBnl2hKLtbXSw (Γεω-Πολιτιστικό περιβάλλον Ηφαιστείου Νισύρου).



Εικόνα 4.17: Γεωλογικός χάρτης Νισύρου, Νομικού 2004 (<https://docplayer.gr/57841566-Palαιογεογραφiki-exelixa-tis-nisyroy.html>)

Μορφολογία – Γεωλογία της Νισύρου

Το τοπογραφικό ανάγλυφο του νησιού προσεγγίζει το σχήμα ενός κώνου με διάμετρο βάσης 8 km, και έκταση 42 km² έχοντας ένα κεντρικό καλδερικό βύθισμα διαμέτρου περίπου 4 km. Μεταξύ των κορυφών της Νισύρου υπάρχει ένας τεράστιος κρατήρας, εγκατακρήμνισης, διεύθυνσης ΒΑ – ΝΔ, μήκους 2,5 km, πλάτους 1.000 m και μέσου ύψους 100 m. Η καλδέρα διαιρείται στο ΒΑ τμήμα Λακκί, που είναι κατάφυτο και στο ΝΔ τμήμα Ραμμός, που χαρακτηρίζεται από έντονη ατμιδική δραστηριότητα. Στον πυθμένα της καλδέρας υπάρχουν υδροθερμικοί κρατήρες, με κυριότερους τον Στέφανο, τον Αλέξανδρο Φλέγετον, τον Λογοθέτη, τον Μικρό και Μεγάλο Πολυβώτη και τα Καμινάκια (<https://www.arcgis.com/apps/MapSeries/index.html?appid=cc91dd8864c9497187a09eddcc1eef7f&fbclid=IwAR1-VEKPLN062YKphzrwhtOFr4cYr4Iz7v7gP-FViQxFljfbNl2hKltbXSw>) (Γεω-Πολιτιστικό περιβάλλον Ηφαιστείου Νισύρου).

Η ηφαιστειακή δραστηριότητα του ηφαιστείου της Νισύρου έχει διαχωριστεί σε δύο κύριες περιόδους οι οποίες σχετίζονται με την δημιουργία και καταστροφή του ηφαιστειακού οικοδομήματος ή αλλιώς με την προ-καλδερική και μετα-καλδερική δραστηριότητα (DiPaola, 1974; Papanikolaou and Lekkas, 1990; Vougioukalakis, 1993), όπου η κάθε μία επιμέρους αποτελείται από τρεις φάσεις (Ζούζιας 2011).

Η ηφαιστειακή δραστηριότητα στη Νίσυρο ξεκίνησε με εκχύσεις βασαλτικής-ανδειτικής λάβας σε ρηχό υποθαλάσσιο περιβάλλον, κατά τις πρώτες "φάσεις του Ασπιδωτού ηφαιστείου", που έλαβαν χώρα ακολούθως σε πιο ρηχά και τελικά επιφανειακά περιβάλλοντα, στα οποία διαμορφώθηκαν τοπικά λίμνες.

Προοδευτικά, ένα σύνθετο στρωματοηφαιστειο ανυψώθηκε από τη θάλασσα, διαμορφώνοντας το κυκλικό σχήμα του νησιού. Λάμβαναν χώρα εκρήξεις τόσο στο βόρειο, όσο και στο νότιο τμήμα του νησιού, οι οποίες και συνοδεύονταν από εκχύσεις ρυολιθικής λάβας. Στις ανατολικές ακτές παρουσιάστηκε έντονη εκρηκτική δραστηριότητα που είχε ως αποτέλεσμα το σχηματισμό δύο μεγάλων κώνων τοφιτών, ανδειτικής- δακιτικής σύστασης.

Σε επόμενο στάδιο κατά την εξέλιξη του στρωματοηφαιστείου, λάβες αλλά και πυροκλαστικάβασαλτικής- ανδειτικής σύστασης εκχύθηκαν από ηφαιστειακούς κώνους (παρασιτικούς και κώνους σκωριών), καλύπτοντας τις βόρειες, δυτικές και νότιες πλαγιές του ηφαιστείου. Αυτή η φάση του "σύνθετου στρωματοηφαιστείου" έληξε με τη διάχυση υλικού από ένα μεγάλο δακιτικό δόμο στα βόρεια του ηφαιστείου, η οποία πυροδότησε την τεραστίων διαστάσεων κατάρρευση των βόρειων πλαγιών του.

Ακολούθησαν, μετά από απροσδιόριστο χρόνο, μεγάλης ισχύος πυροκλαστικές εκρήξεις ρυολιθικής σύστασης, στα βόρεια και στα νότια ηφαιστειακά κέντρα, που ακολουθήθηκαν από την κατάρρευση και το σχηματισμό καλδέρας, στο "στάδιο Καλδέρας" του ηφαιστείου. Διαδοχικές ισχυρές εκρήξεις ρυολιθικής σύστασης είχαν ως αποτέλεσμα την έκχυση ρυολιθικούυλικού κυρίως προς τα νοτιοανατολικά.

Η πιο τελευταία γνωστή μεγάλης εμβέλειας τέτοιου τύπου έκρηξη του ηφαιστείου, πραγματοποιήθηκε σε απροσδιόριστο χρόνο από ένα ηφαιστειακό κέντρο στα βόρεια του νησιού, καλύπτοντας τις βόρειες και ανατολικές πλαγιές με αποθέσεις κίσηρης και πυροδοτώντας μια δεύτερη φάση σχηματισμού καλδέρας.

Εν συνεχεία, μπαίνοντας στον "εκρηκτικό κύκλο μετά το σχηματισμό καλδέρας", μεγάλου όγκου εκχύσεις ρυο-δακιτικού μάγματος πλήρωσαν το δυτικό τμήμα της καλδέρας σχηματίζοντας μεγάλους δόμους, καθώς και από ροές που εκτείνονται μέχρι τις θαλάσσιες ακτές στα νοτιοδυτικά. Από τότε, το ηφαίστειο της Νισύρου παραμένει σε ανενεργή φάση. Τα αποτελέσματα της μαγματικής δραστηριότητας, όπως γαββικές και διοριτικές διεισδύσεις και σωρευτικές συγκεντρώσεις μαφικών, έχουν διαμορφώσει σε βάθος ένα ενεργό υδροθερμικό σύστημα (<https://www.arcgis.com/apps/MapSeries/index.html?appid=cc91dd8864c9497187a09eddc1eef7f&fbclid=IwAR1-VEKPLN062YKphzrwhtOFrqcYr4Iz7v7gP-FViQxFIjFbnl2hKLtbXSw> (Γεω-Πολιτιστικό περιβάλλον Ηφαιστείου Νισύρου)).

Το νησί της Νισύρου αποτελείται κυρίως από τεταρτογενή ηφαιστειακά πετρώματα που αντιπροσωπεύονται από εναλλασσόμενες ροές λάβας, πυροκλαστικές στρώσεις και παχύρρευστους δόμους λάβας, όπου η ηλικία τους κυμαίνεται από 160 ka έως 25 ka. Τα πετρώματα της βάσης δημιουργήθηκαν από μάρμαρα που ανιχνεύθηκαν σε βάθος -600 m σε ένα πηγάδι που βρίσκεται στο βορειοδυτικό τμήμα της καλδέρας και στα -1000 m κάτω από το νοτιοανατολικό τμήμα από γεωθερμικές γεωτρήσεις (Geotermicaltaliana, 1983,

1984). Η πλήρωση της καλδέρας πάνω από αυτή την βάση είναι κατασκευασμένη από λιμναία, αλλουβιακά ιζήματα και αποθέσεις τέφρας. Η εξέλιξη αυτού του ηφαιστείου, που περιγράφηκε πρώτα από τους Martelli (1917), Desio (1931), Davis (1967) και DiPaola (1974) πρόσφατα υποδιαιρέθηκε σε 5 μεγάλα στάδια (Paranikolaouetal, 1991; Nomikou, 2003; Vanderkluysenetal., 2005; Volentiketal., 2005a,b) (**Tibaldietal.,2008**):

- 1) Ένα υποθαλάσσιο ηφαιστειο, εκτοξεύει βασαλτικής και ανδεσιτικής σύστασης μαξιλαροειδείς λάβες (pillowlavas), που έχουν αναπτυχθεί στα κατώτερα ηφαιστειακά πετρώματα που είναι ορατά στη βόρεια ακτή κοντά στο Μανδράκι,
- 2) Ένα στρωματοηφαιστειο ύψους 500-700 mτο οποίο αναπτύχθηκε πάνω από τις μερικές υποθαλάσσιες λάβες, σε χρονικό διάστημα άνω των 100 ka.
- 3) Μετά από πολλές φάσεις με εκρήξεις αερίου και ατμού (ατμιδική δραστηριότητα), από τις δύο μεγάλες ρυοδακτικικέςπλινιακές εκρήξεις εκπέμφθηκαν τεράστιοι όγκοι πυροκλαστικών που κάλυψαν ολόκληρο το νησί.
- 4) Στη συνέχεια, μια μεγάλη κεντρική, κατακόρυφη κατάρρευση του ηφαιστείου άφησε μια μεγάλη καλδέρα (Limburg και Varekamp, 1991)
- 5) Τέλος το δυτικό τμήμα της καλδέρας γέμισε, κατά τους προϊστορικούς χρόνους, από μια σειρά ρυοδακτικικών θόλων, το υψηλότερο σημείο του οποίου, ο Προφήτης Ηλίας, φτάνει τα 698 m. Δεν υπάρχει γνωστή ηφαιστειακή δραστηριότητα στο νησί μετά τον σχηματισμό των θόλων για τουλάχιστον 25,000 χρόνια. Οι μόνες αναφερθείσες ιστορικές εκρήξεις σχετίζονται με το σχηματισμό αρκετών φρεατικών κρατήρων μέσα στην καλδέρα, όπως ο Αλέξανδρος, ο Πολυβότης, ο Στέφανος, Φλέγεθων(Λογοθέτης) και Αχιλλέας, που εκπέμπουν ακόμη φουμαρόλες.

Τα ηφαιστειακά προϊόντα της Νισύρου, όπως είναι οι λάβες, (οι δόμοι) και τα πυροκλαστικά πετρώματα, των οποίων η σύνθεση κυμαίνεται από βασαλτικόανδεσίτη έως ρυόλιθο ανήκουν στην τυπική ασβεσταλκαλική ηφαιστειότητα του τόξου. Ένα χαρακτηριστικό γνώρισμα τόσο των μαφικών όσο και των φελσικών πετρωμάτων είναι η ιδιαίτερη πορφυριτική υφή τους, με φαινοκρυστάλλους έως 60%. Η ακολουθία κρυστάλλωσης που παρατηρήθηκε σε λεπτή τομή είναι (**Dietrichetal.,2018**):

- 1) Βασαλτικοίανδεσίτες προς ανδεσίτες: Πλαγιόκλαστο (Plagioclase) + Κλινοπυρόξενος (Clinopyroxene) / Αμφίβολος (amphibole) + Ορθοπυρόξενος (orthopyroxene) ± Ολιβίνης (olivine) →Πλαγιόκλαστο (plagioclase) + Κλινοπυρόξενος (Clinopyroxene) / Αμφίβολος (amphibole) + Ορθοπυρόξενος (orthopyroxene),
- 2) Βασαλτικοίανδεσίτες προς ρυόλιθους: Πλαγιόκλαστο (Plagioclase) + Κλινοπυρόξενος (Clinopyroxene) /Αμφίβολος (amphibole) + Ορθοπυρόξενος (orthopyroxene) ± Ολιβίνης (olivine) →Πλαγιόκλαστο (plagioclase) + Αμφίβολος (amphibole) + Ορθοπυρόξενος (orthopyroxene) ± Κλινοπυρόξενος (Clinopyroxene), Απατίτη (apatite), Ζιρκόνιο (zircon), Σανίδινο (sanidine), Βιοτίτη (biotite) και Χαλαζία (quartz).
- 3) Οι δακίτες και οι ρυοδακίτες είναι ηφαιστειακά πετρώματα προερχόμενα από διαφοροποιημένα μάγματα.

Το Υδροθερμικό Πεδίο της Νισύρου

Η ύπαρξη των ατμίδων και των θερμών πηγών, της ενεργής ηφαιστειότητας και των υδροθερμικών ιστορικών κρατήρων, έθεσαν τη Νίσυρο στους πρώτους στόχους της γεωθερμικής έρευνας του ΙΓΜΕ αρχικά και κατόπιν της ΔΕΗ, τη δεκαετία του 70. Όλες οι ερευνητικές εργασίες έδειξαν την ύπαρξη ενός γεωθερμικού ταμιευτήρα με μεγάλες θερμοκρασίες σε σχετικά μικρό βάθος, και το 1981-1982 πραγματοποιήθηκαν από τη ΔΕΗ δύο βαθιές γεωτρήσεις έρευνας-παραγωγής, μέσα στην καλδέρα της Νισύρου, στην περιοχή Λακκί. Η πρώτη(N1-μέγιστο βάθος 1810m)συνάντησε μετά το βάθος των 1400 μέτρα υδροθερμικό ταμιευτήρα πολύ υψηλής θερμοκρασίας (>450°C), πολύ μεγάλες πιέσεις και ρευστά με πολύ μεγάλη αλατότητα. Η δεύτερη βαθιά γεώτρηση (N2- μέγιστο βάθος 1543m) συνάντησε τον υδροθερμικό ταμιευτήρα υψηλής θερμοκρασίας σε μικρότερο βάθος (1000-1400m), και ρευστά και πιέσεις λιγότερο προβληματικές. (Χατζηφώτη [2016](#)).

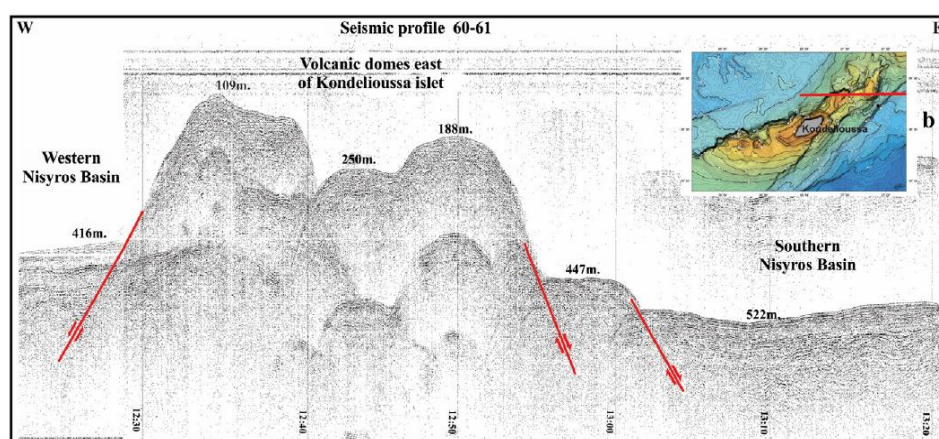
4.2.5.1 Υποθαλάσσια ηφαιστειακά κέντρα Νισύρου

Υποθαλάσσια καλδέρα της Αβύσσου

Ο μεγαλύτερος υποθαλάσσιος ηφαιστειακός κρατήρας βρίσκεται ΒΑ του νησιού Στρογγύλης και ονομάζεται «Αβύσσος» λόγω του βάθους του (600-700 m.). Αυτή η θέση πιστεύεται ότι αντιστοιχεί στην τεράστια έκρηξη του Kosignimbrite, 160.000 BP (Nomikou, 2004). Από τότε που ανακαλύφθηκε από το σεισμικό προφίλ δεν εξερευνήθηκε νωρίτερα, μέχρι το 2010 από το Nautiluscruise NA011. Το ROV Hercules χρησιμοποιήθηκε για να εξερευνήσει τις πλαγιές του κρατήρα και των ηφαιστειακών δόμων, οι οποίες αναγνωρίστηκαν στον βαθυμετρικό χάρτη που δημιουργήθηκε από δεδομέναmultibeam. Οι διαστάσεις της καλδέρας «Αβύσσος» είναι 3 km ΒΔ – ΝΑ και 4 km ΒΑ-ΝΔ. Ένας λόφος μήκους περίπου 1 km εμφανίζεται στο κέντρο της Αβύσσου με θετικό ανάγλυφο περίπου 60-70 m πάνω από τον θαλάσσιο πυθμένα. Σεισμικά προφίλ έχουν δείξει ότι υπάρχουν μόνο λίγα m ιζήματος υπερκείμενα των ηφαιστειακών σχηματισμών. Η εξερεύνηση του κρατήρα της Αβύσσου έδειξε ότι είναι καλυμμένος από λεπτόκοκκο ιζήμα, σημειωμένος από βιογενή δράση(βιοαναμόχλευσηbioturbationholes) και λόφους χωρίς ενδείξεις υδροθερμικής δραστηριότητας. Σε μερικά δείγματα που συλλέχθηκαν από τους ηφαιστειακούς λόφους εντός της καλδέρας, οι λάβες που παρατηρούνται έχουν τσιμεντοποιηθεί κυρίως μαζί με ενοποιημένα ιζήματα που φέρουν μια μαύρη κρούστα στην επιφάνεια. Τα ηφαιστειακά πετρώματα από το νότιο τμήμα του κρατήρα επίσης χρησιμοποιήθηκαν για την δειγματοληψία. Η γεωχρονολόγηση και η γεωχημική ανάλυση αυτών των πετρωμάτων υποδηλώνουν τη γεωγραφική τους σχέση με το “Kosignimbrite”.(Nomikouetal.,[2013](#)).

Υποθαλάσσια ηφαιστειακά κέντρα ανατολικά της Κανδελιούσσας

Η νησίδα Κανδελιούσσα σχηματίζει μία νεοτεκτονική ράχη, φτιαγμένη από Μεσοζωικούς ασβεστόλιθους, που οριοθετείται από δύο (οριακά) κανονικά ρήγματα τα οποία έχουν κλίση ΑΒΑ-ΔΝΔ, και προκάλεσαν την υποχώρηση της κατά 1,3 κμ τόσο στα βόρεια της λεκάνης όσο και στο νότιομήμα της (Nomikouetal., 2013). Το παραπάνω άλμα αποτελεί την ελάχιστη μετατόπιση, όπως αυτή υπολογίζεται από το βάθος των δύο νεοτεκτονικών λεκανών και το πάχος των ιζημάτων κάτω από τον πυθμένα της θάλασσας που καλύπτουν τους αλπικούς μεσοζωικούς σχηματισμούς. Οι ασβεστόλιθοι εντοπίζονται κατά μήκος ολόκληρης της δομής horst προς τα δυτικά-νοτιοδυτικά, κάτω από ένα μετά-Αλπικό ιζηματογενές κάλυμμα περίπου 100-150 m. Η συνολική μορφολογία της δομής της ράχης (horst) σχηματίζει μια πλατφόρμα με ιζήματα που κλίνουν κατά 15-20 ° προς τα ΝΔ. Η ανάλυση του λεπτομερούς βαθυμετρικού χάρτη και του σεισμικού προφίλ της έρευνας των Nomikouetal. 2013, αποκάλυψε αρκετούς ηφαιστειακούς δόμους βορειοανατολικά του νησιού και νοτιοδυτικά της Νισύρου (Nomikouetal., 2013).



Εικόνα 4.18: Βαθυμετρικός χάρτης Κανδελιούσσας (Nomikouetal., 2013)

Υποθαλάσσιο τμήμα νήσου Στρογγύλης

Ο ηφαιστειακός κώνος της Στρογγύλης βρίσκεται βόρεια της Νισύρου, ο οποίος αναδύεται από το βυθό της θάλασσας σε βάθος 650 m και διάμετρο 3,5 km και φτάνει την κορυφή του νησιού Στρογγύλη στα 125 m πάνω από την επιφάνεια της θάλασσας. Η μορφολογία του κώνου χαρακτηρίζεται από απότομες πλαγιές και από έναν κρατήρα με διάμετρο 300m στην κορυφή. Τα ηφαιστειακά πετρώματα της περιοχής περιλαμβάνουν γκρι ανδεσίτες και δευτερεύουσες προεξοχές πυροκλαστικών. Από την έρευνα των (Nomikouetal., 2013) οι υποβρύχιες καταδύσεις που έγιναν με το Thetisof HCMR το 2000 στη ΒΔ πλευρά του ηφαιστειακού κώνου, ανακάλυψαν έναν υποθαλάσσιο κρατήρα διαμέτρου αρκετών m και πολλές ανοιχτές ρωγμές εγκάρσια της πλαγιάς. Πραγματοποιήθηκαν τρεις διατομές στις

πλαγιές της Σρογγύλης χρησιμοποιώντας το ROV Hercules και το Argus κατά τη διάρκεια του Nautiluscruise NA011 το 2010. Αυτές οι διατομές παρέχουν σημαντικές πληροφορίες σχετικά με την ηφαιστειακή στρωματογραφία και την υποθαλάσσια μορφολογία του ηφαιστειακού κώνου. Οι παρατηρήσεις που έχουν γίνει στον πυθμένα δείχνουν ότι ο ηφαιστειακός κώνος επηρεάζεται από τις ρωγμές που είναι προσανατολισμένες σε διαφορετικές διευθύνσεις που κυμαίνονται κυρίως μεταξύ ΒΑ-ΝΔ έως Α-Δ. Τα τοιχώματα των ρωγμών αποτελούνται από παχειά ενστρωμάτωση βιολογικού υλικού πάνω από τις λάβες. Απότομα τοιχώματα λάβας με ενδείξεις διάτμησης (shear) παρατηρούνται στο δυτικό τμήμα, καλυπτόμενα από βιοσυσσωρευμένα ιζήματα. Άλλα τοιχώματα στις βόρειες πλαγιές είναι καλυμμένα από ιζήματα με πολλές μικρές ουλές (slidescars), αλλά τα περισσότερα τοιχώματα της λάβας είναι τσιμεντοποιημένα και περιβάλλονται από κρούστα (heavily cemented and encrusted). Επιπλέον, πέραν του κρατήρα που ήταν γνωστός από την προηγούμενη αναγνώριση από το υποβρύχιο Thetis of HCMR, νέοι κρατήρες ανακαλύφθηκαν σε βάθη περίπου 190–200m. Είναι ευθυγραμμισμένοι στην διεύθυνση ΑΒΑ-ΔΝΔ των ρωγμών που παρατηρούνται κατά μήκος της βορειοδυτικής πλευράς του ηφαιστείου, χωρίς καμία ένδειξη υδροθερμικής δραστηριότητας. Η μορφολογία της περιοχής των κρατήρων ελέγχεται από στρώματα παχιάς κίσηρης (Nomikou et al., 2013).

4.2.5.2 Γυαλί

Η νήσος Γυαλί βρίσκεται περίπου 6 km βόρεια της Νισύρου και έχει σχήμα τοξοειδές και επίμηκες. Χαρακτηρίζεται από την ύπαρξη δύο ηφαιστειακών δόμων οι οποίοι συνδέονται με έναν ισθμό από παράκτιες αποθέσεις και σχηματίζουν προς τα νοτιοανατολικά ένα κόλπο ο οποίος πιθανώς αντιπροσωπεύει ένα κατακρημνισθέν ηφαιστειακό κέντρο.

Γεωλογία της νήσου Γυαλί

Το ηφαιστειακό κέντρο Γυαλί βρίσκεται βόρεια της Νισύρου και εκθέτει μέρη μιας βυθισμένης καλδέρας που είναι τετμημένα από ένα Β-Ν μετά-καλδερικό ρήγμα. Το δυτικό τμήμα του νησιού αποτελείται από δύο διαδοχικούς σχηματισμούς κίσηρης (κάτω και πάνω) ενώ το ανατολικό τμήμα του, αποτελείται από ρυολυθική ροή οψιδιανού 24 Ka (Wagner et al., 1976) το οποίο καλύπτεται τοπικά από κίσηρη, που είναι ισοδύναμη με την άνω κίσηρη του δυτικού τμήματος του νησιού (Nomikou et al., 2013).

Κατά το τελευταίο στάδιο της προκαλδερικής περιόδου, του ηφαιστειακού συγκροτήματος της Νισύρου, εκτοξεύθηκε άφθονο πυροκλαστικό υλικό που κάλυψε όχι μόνο τη Νίσυρο αλλά και το νοτιοδυτικό τμήμα του Γυαλιού (Ανώτερο Πλειστόκαινο). Έτσι δημιουργήθηκε μία παχειά σειρά καλά στρωμένης κίσηρης που συνίσταται από εναλλαγές αδρομερών και λεπτομερών τεμαχίων, σε πάγκους μεταβλητού πάχους, μεταξύ των οποίων παρεμβάλλονται ελάχιστα τεμαχίδια λάβας. Οι εναλλαγές αυτές αποδεικνύουν την υποθαλάσσια προέλευση του πυροκακλαστικού υλικού αλλά και την αδράνεια του ηφαιστείου κατά διαστήματα. Η όλη εμφάνιση του σχηματισμού της κίσηρης υποδηλώνει ιζηματογενή προέλευση, γεγονός που επιβεβαιώνεται από την παρουσία απολιθωματοφόρων στρωμάτων ηλικίας Τυρρηνίου.

Στην συνέχεια έγινε μια κλιμακωτή καταβύθιση του νησιού προς ΒΑ, λόγω της τεκτονικής τάφρου που διέρχεται από τα ιαματικά λουτρά Νισύρου και το στενό αμμώδη ισθμό του Γυαλιού και έχει ΒΔ διεύθυνση και εύρος περίπου 1,000 m, με αποτέλεσμα το νοτιοδυτικό τμήμα να βυθιστεί σε μικρό βάθος ενώ το βορειοανατολικό να βυθιστεί σε βάθος πάνω από 200 m. Έπειτα επικράτησαν κάποιες ανοδικές κινήσεις στη περιοχή, με συνέπεια τη χέρσωση του νοτιοδυτικού τμήματος, ενώ νέα ηφαιστειακή δραστηριότητα ξεκίνησε στον υποθαλάσσιο χώρο μεταξύ Νισύρου και Γυαλιού. Έτσι έχουμε την έκχυση λευκότεφρων ολιθίων και μαύρων έως τεφρών οψιδιανών, οι οποίοι και κάλυψαν το βορειοανατολικό τμήμα. Κατά το τέλος των ανοδικών αυτών κινήσεων χέρσωσε και το βορειοανατολικό τμήμα του νησιού, καθώς και η ευρύτερη περιοχή της Νισύρου, οπότε και δημιουργήθηκαν τα ξερονήσια Περγούσα και Παχειά. Στην συνέχεια έγινε και νέα καταβύθιση της περιοχής με αποτέλεσμα τη σημερινή διαμόρφωση της μορφολογίας του νησιού. Από παρατηρήσεις που έχουν γίνει και από στοιχεία που έχουν συγκεντρωθεί, βγαίνει το συμπέρασμα ότι η περιοχή βρίσκεται και πάλι σε στάδιο ανοδικής κίνησης (Κυριακόπουλος [2003](#)).

4.2.5.3 Ηφαιστειότητα στο νησί της Κω

Γεωλογία της νήσου Κω

Η νήσος Κω (Δωδεκάνησα) βρίσκεται στο ανατολικό άκρο του ηφαιστειακού τόξου. Το υπόβαθρο της Κω αποτελείται από τη βάση προς την κορυφή από:

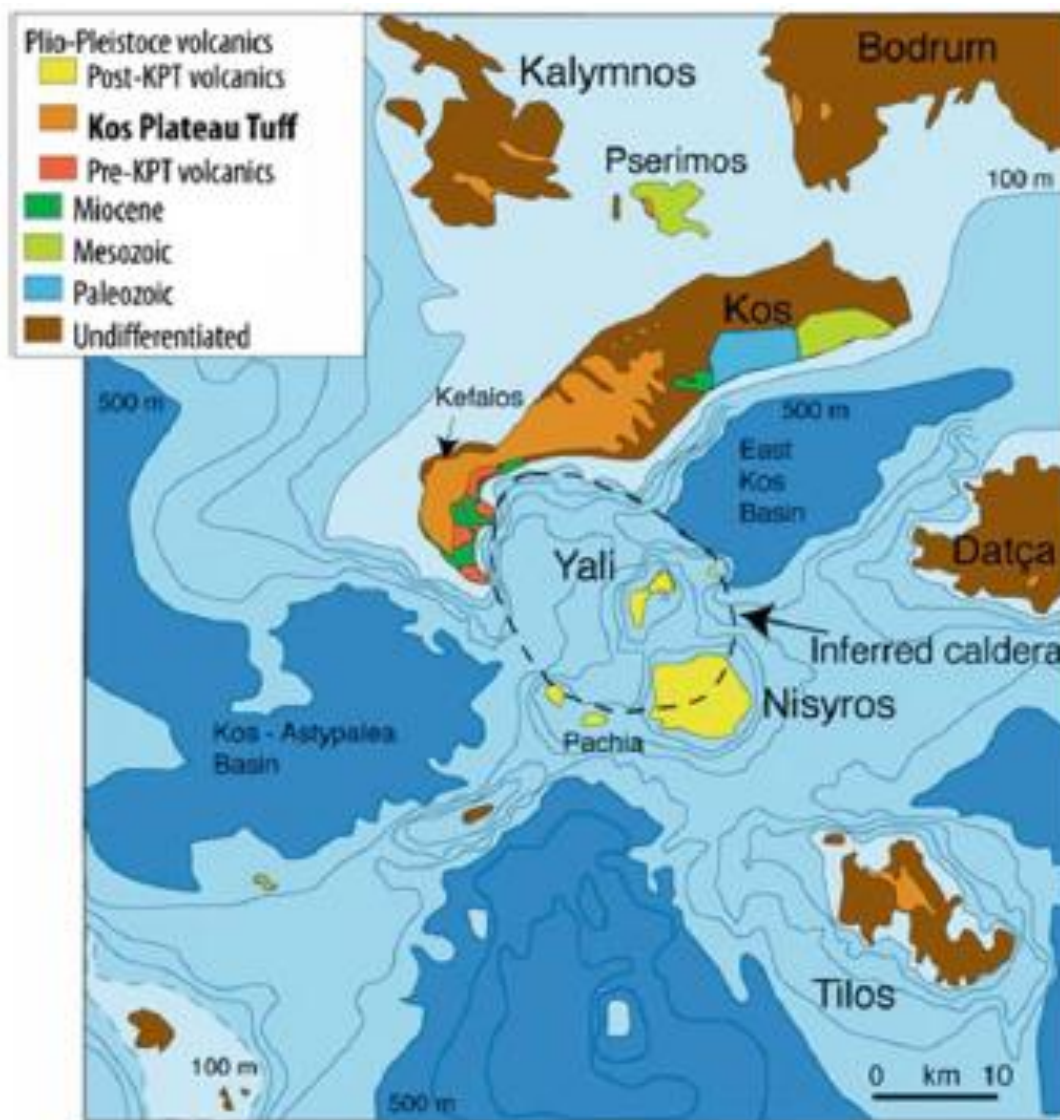
(1) μια Παλαιοζωική σειρά ηφαιστειο-ιζηματογενών σχηματισμών από φυλλίτες, πηλίτες, ψαμμίτες και μετα-ηφαιστείτες η οποία στα 12 Ma, διεισδύεται από ένα χαλαζιακό μονζονίτη (Altherretal., 1976; Henges-Kunstetal., 1988),

(2) μια ενότητα τεκτονικά τοποθετημένη πάνω στην Παλαιοζωική ενότητα και τον μονζονίτη της Κω αποτελούμενη από ασβεστόλιθους της ζώνης Γαβρόβου – Τριπόλεως και φλύσχη

(3) την ανώτερη τεκτονική ενότητα η οποία αποτελείται από νηριτικούς ασβεστόλιθους ακολουθούμενους από πελαγικούς ασβεστόλιθους και φλύσχη. Από το Ανώτερο Μειόκαινο έως το Πλειστόκαινο αποτέθηκε μία ακολουθία από λιμναίες – θαλάσσιες και χερσαίες αποθέσεις, ενώ το νησί κατά τα 2/3 καλύπτεται από ηφαιστειακά προϊόντα, όπως πυροκλαστικές ακολουθίες, ηφαιστειακούς τόφφους και δόμους.

Όσον αφορά την ηφαιστειακή δραστηριότητα στη Κω, αυτή διακρίνεται σε δύο περιόδους. Η πρώτη περίοδος εντοπίζεται μετά την Μεσο-Μειοκαινική μαγματική δραστηριότητα και την διείσδυση του μονζονίτη της Κω με Άνω – Μειοκαινικές/εγκνιμβριτικές αποθέσεις όπως αυτές διατηρούνται σήμερα στο ανατολικό και δυτικό άκρο του νησιού. Η δεύτερη περίοδος προσδιορίζεται στο Πλειόκαινο – Πλειστόκαινο και χαρακτηρίζεται από ηφαιστειακούς δόμους, την πυροκλαστική ακολουθία του Κεφάλου, υδρομαγματικούς τόφφους και τον σε μεγάλη έκταση πυροκλαστικό σχηματισμό Kos Plateau Tuff (Κ.Ρ.Τ) «τόφφο της Κω». (Ζούζιας, [2011](#))

Τα ηφαιστειακά πετρώματα της νήσου Κω (περιοχή Κεφάλου) χαρακτηρίζονται ως δακίτες και ρυοδακίτες όπου παρουσιάζουν τα ίδια ορυκτολογικά συστατικά με αυτά της Νισύρου, με μόνη διαφορά την απουσία ιλμενίτη και ορθοπυρόξενου (Mitropoulos et al., 1987). Σήμερα, η ηφαιστειακή δράση στην Κω, τη Μήλο και τη Νίσυρο περιορίζεται κυρίως σε μετα – ηφαιστειακά φαινόμενα, όπως είναι οι φουμαρόλες και οι θερμές πηγές. (Δερμιτζάκης et al, [2001](#))



*Εικόνα 4.19: Το πλειστοκαινικό (Calabrian) τοφφικόπλατώ της Κω (ΚΤΡ) το οποίο κάλυπτε μια έκταση 5000 km² αποτελούμενο από ροές κίσηρης (pumice) τροποποιημένο έπειτα των *Re-Piper et al.*, (2005) και *Bachmann (2010) (Dietrich 2018)**

4.3 Σημαντικότερες εκρήξεις του Ελληνικού ηφαιστειακού τόξου

4.3.1 Μινωική έκρηξη (Διεργασίες- Χρονολόγηση και προϊόντα)

Η Σαντορίνη σύμφωνα με τον Ηρόδοτο ονομαζόταν Στρογγύλη και το όνομα Θήρα οφείλεται σε μεταγενέστερη ονομασία από τους Φοίνικες. Το νησί είναι υψηλής σημασίας σε γεωλόγους καθώς και αρχαιολόγους. Η ηφαιστειακή δραστηριότητα στη Σαντορίνη χαρακτηρίζεται από βασαλτικής έως ρυολιθικής σύστασης μάγμα η οποία χαρακτηρίζει τον ασβεσταλκαλικό χαρακτήρα του Ελληνικού Ηφαιστειακού τόξου. Δύο από τις μεγαλύτερες εκρήξεις που σχημάτισαν καλδέρα είναι η επονομαζόμενη Lowerpumice 2 (c. 177KA-περίπου) και η έκρηξη στην ανώτερη εποχή του χαλκού γνωστή ως Μινωική, της οποίας τα προϊόντα είναι εμφανή στις πλαγιές της σημερινής καλδέρας όπου χαρακτηρίζονται από παρόμοιες πυροκλαστικές ακολουθίες και αποτελούν 4 μεγάλες εκρηξιγενείς φάσεις. Η ακριβής τοποθέτηση της Μινωικής έκρηξης στον χρόνο, η οποία έχει μεγάλη σημασία για την χρονολόγηση της ανώτερης εποχής του χαλκού δεν είχε προσδιοριστεί σχεδόν για ένα αιώνα. Ο Marinatos (1939) πρότεινε τη δημοφιλή ιδέα ότι η καταστροφή του Μινωικού πολιτισμού στην Κρήτη κατά τον 15^ο αιώνα π.Χ. μπορεί να ήταν το αποτέλεσμα της κατακλυστικής ηφαιστειακής έκρηξης, που συνοδεύτηκε από τσουνάμι. Παρόλο που αποθέσεις από το Μινωικό τσουνάμι έχουν αναγνωριστεί στο βορειανατολικό τμήμα της Κρήτης, σήμερα οι περισσότεροι επιστήμονες πιστεύουν ότι αν ακόμα η έκρηξη είχε αποδυναμώσει το Μινωικό πολιτισμό, η παρακμή του έλαβε χώρα σε αρκετές δεκαετίες ή ακόμα και σε διάστημα ενός αιώνα, λόγω εσωτερικών κοινωνικοπολιτικών συγκρούσεων, οικονομικών λόγων, την εισβολή των Μυκηναίων, ή ακόμα και λόγω κλιματικής αλλαγής. Επίσης, υπάρχει μια αντιπαράθεση σχετικά με τη χρονολόγηση της έκρηξης μεταξύ μιας νέας και παλιάς Αιγυπτιακής χρονολογίας, η οποία κάνει κάθε σχέση μεταξύ της έκρηξης και της πτώσης του Μινωικού πολιτισμού προβληματική. Ενώ αρχαιολογικοί συγχρονισμοί μεταξύ της Αιγύπτου, του Αιγαίου και του Λεβαντίνου, προτείνουν την τοποθέτηση της έκρηξης στη μέση του 15^{ου} αιώνα π.Χ., ραδιοχρονολόγηση σε αρχαιολογικά δείγματα, θαμένο ξύλο, δέντρα και σπηλαιοθέματα (speleothems) υποστηρίζουν μια παλαιότερη ημερομηνία κατά 100-150 χρόνια, ανάμεσα στο 1630-1600 π.Χ. Πρόσφατα μια εκτενής ανάλυση από σε δακτυλίους δέντρων τα οποία ζούσαν τη στιγμή της έκρηξης αποκάλυψαν προβλήματα στην ακρίβεια ραδιοχρονολόγησης με άνθρακα (radiocarbon calendar years), τα οποία απέδωσαν μια ακόμα ηλικία έκρηξης νεότερη, ανάμεσα στο 1600 και 1525 π.Χ. όπου συμπίπτει με τις ημερομηνίες από τα αρχαιολογικά στοιχεία (Karátsonetal., 2020).

Η Μινωική έκρηξη προηγήθηκε από σεισμούς και πρόδρομες εκρήξεις που άφησαν ένα στρώμα τέφρας μερικών cm στη Σαντορίνη. Παρόλο που ο χρόνος μεταξύ των γεγονότων δεν είναι καθαρά περιορισμένος (constrained), πιστεύεται ότι επέτρεψε στους κατοίκους του Ακρωτηρίου να διαφύγουν, αφού δεν βρέθηκαν θύματα (Karátsonetal., 2020).

Η **πρώτη κύρια φάση** της Μινωικής έκρηξης ήταν μια πλινιακού τύπου έκρηξη με πτώση κίσηρης που προκάλεσε την ενότητα A (εικόνα 4.20) μέχρι 6 m πάχος. Βασισμένο σε ισοπαχείς (isopachs), ο κρατήρας (vent) τόσο των πρόδρομων όσο και της Πλινιακής φάσης, ήταν νότια από μια προϋπάρχουσα καλδέρα, η οποία βρίσκεται στο σημείο της σημερινής

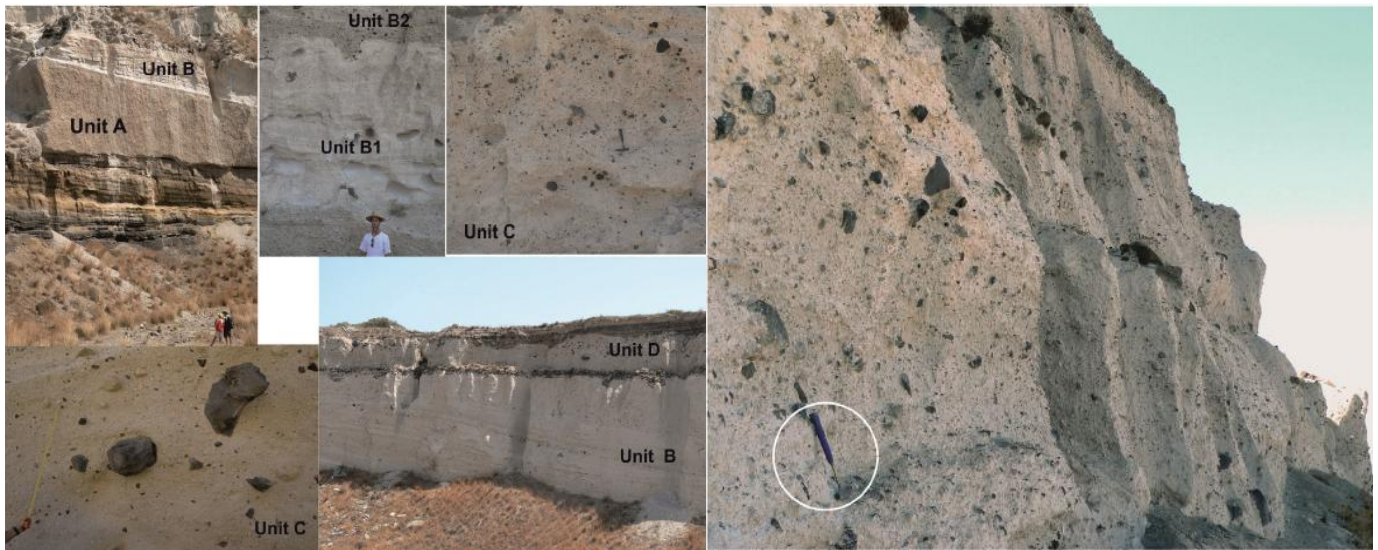
καλδέρας όπου μέσα σε αυτή τοποθετούνταν ένα νησί παρόμοιο με τις Καμένες, το οποίο αναφέρεται ως «Πρό-Καμένη» (Karátsonetal.,2020).

Κατά τη **δεύτερη φάση** κρατήρας (vent) μετανάστευσε στον κόλπο της πλημμυρισμένης καλδέρας, κοντά στην «Πρό-Καμένη», καθώς η έκρηξη έγινε φρεατομαγματική με αποτέλεσμα να αποθέσει πυροκλαστικές ακολουθίες (pyroclasticsurges) μέχρι 10 m (ενότητα Β), με μεγαλύτερο πάχος στα τοιχώματα της σημερινής καλδέρας που είναι διαστρωμένα με στρώματα κίσηρης, τα οποία προήλθαν από συνεχιζόμενη Πλινιακή φάση. Κατά την **τρίτη φάση** παρέμεινε φρεατομαγματική, συνεχίστηκε με την κατάρρευση της εκρηκτικής στήλης (eruptioncollum), παρήγαγε μέχρι 55 m πάχος χαμηλής θερμοκρασίας πυροκλαστικές ροές (ενότητα C), με μεγαλύτερο πάχος κοντά στον κρατήρα (vent) και με μείωση του σε απόσταση από αυτόν. Κατά τη διάρκεια αυτού του σταδίου της Μ.Ε., το προϋπάρχον νησί της Στρογγύλης μαζί με το νησί «Προ-Καμένη», ξεκίνησε να καταστρέφεται από τις εκρήξεις καθώς ένας σημαντικός αριθμός από λιθοκλάστες καθώς και από κλάστες κίσηρης από προηγούμενες εκρήξεις ήταν διασκορπισμένα στις αποθέσεις, στα περισσότερα μέρη ομογενώς. Τα μεγαλύτερα μπλόκ από υελώδη ανδεσίτη έως 10 m σε μέγεθος προήλθαν κυρίως από την κατεστραμμένη νησί «Προ-Καμένη» με μέγιστο μέγεθος κλάστη 3m σε διάμετρο και βρίσκονταν (ακόμα) στο βορειότερο τμήμα της καλδέρας. Καθώς τα πρίοντα των τριών φάσεων, αποτέθηκαν στην καλδέρα, ένα ενδοκαλδερικό τοφικό δόμημα ή τοφικός κώνος μπορεί να σχηματίστηκε, πιθανώς μέχρι την ολική πλήρωση της καλδέρας και τελικά απέκοψε την πρόσβαση στη θάλασσα (Karátsonetal.,2020).

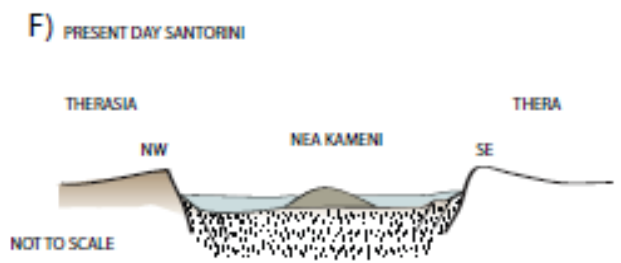
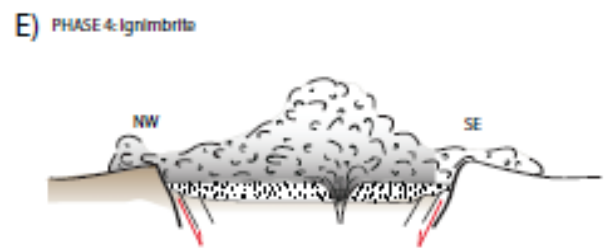
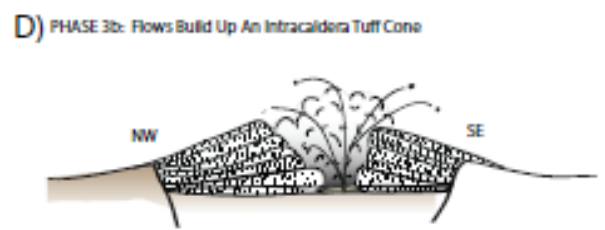
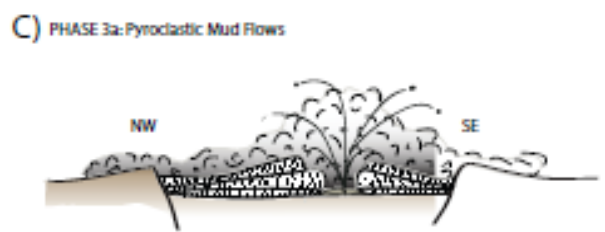
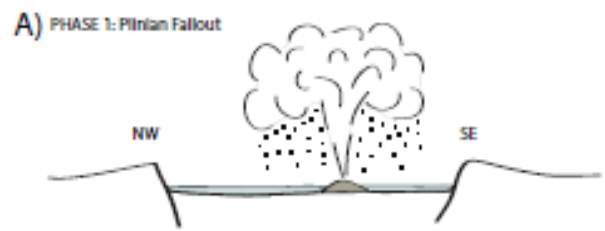
Στην τέταρτη φάση, σαν αποτέλεσμα της αλλαγής από φρεατομαγματική σε μαγματική δραστηριότητα, παρήχθησαν πυροκλαστικές ροές υψηλότερης θερμοκρασίας, με αποτέλεσμα την απόθεση δεκάδων μέτρων ιγκνιμβρίτες (ignimbrites) (unit D). Στη στεριά σχηματίζουν τρία ριπίδια στα βόρεια (Θηρασιά-Θήρα), ανατολικά και νότιοανατολικά (Θήρα), τα οποία μπορεί να αποτέθηκαν ακολούθως στη βάση από διαφορετικά λιθικά συστατικά, τα οποία δείχνουν σταδιακή πάχυνση, υποδεικνύοντας απόθεση κυρίως σε παράκτιες ζώνες. Κατά τη διάρκεια αυτής της φάσης τα πυροκλαστικά υλικά μπορεί να είχαν εκτοξευθεί από πολλαπλούς κρατήρες (vents), και η διάνοξη από ακόλουθους κρατήρες (vents) συσχετίζεται με σταδιακή κατάρρευση της νέας καλδέρας (Karátsonetal.,2020).

Οι ιγκνιμβρίτες της τέταρτης φάσης είναι σχεδόν τόσο πλούσιοι σε λιθικούς κλάστες, όσο η ενότητα C, κυρίως στην περιοχή βόρεια του ριπίδιου. Ωστόσο, το περιεχόμενο σε κλάστες είναι διαφορετικά διανεμημένο· οι περισσότεροι από τους λιθοκλάστες συναντώνται σε οριζόντες και φακούς ανάμεσα σε πτωχούς και πλούσιους λιθικούς ιγκνιμβρίτες, ενώ υπάρχουν και υδροθερμικά λυτοπαγή τα οποία υποδηλώνουν διάφορες χωρικές σχέσεις και αποθετικά χαρακτηριστικά υποδεικνύοντας τόσο πρωτογενή όσο και δευτερογενή πρόλευση λόγω διεργασιών. Όλες οι ενότητες της Μινωικής έκρηξης περιέχουν συστατικά από το πρόσφατα εκτοξευμένο μάγμα και λιθικούς κλάστες οι οποίοι προέρχονται από τα παλαιότερα πετρώματα της Στρογγύλης. Σύμφωνα με τον Druitt (2014), οι λιθοκλάστες ταξινομούνται σε υελώδη ανδεσίτη, ρυόλιθους με ζωνώσεις λόγω ροής, διάφορες λάβες και τόφφους. Οι λιθοκλάστες ταξινομούνται γεωχημικά από βασάλτη έως ρυόλιθο (50–71 wt% SiO₂), και κυρίως έχουν χαμηλό λόγο Ba/Zr ο οποίος τους διαχωρίζει από κλάστες με υψηλό

λόγο Ba/Zr κυρίως ανδεσίτη, που συσχετίζεται με μια νεα μαγματική πηγή που ήταν παρούσα στην προηγούμενη Πλινιακή έκρηξη του CapeRiva (Karátsonetal.,2020).



*Εικόνα 4.20*Αριστερά: Κύριες ενότητες Α-Δ της Μινωικής έκρηξης, όπως φαίνονται στα λατομεία Φυρά και Μαυρομάτη (Karátsonet. al, 2020), Δεξιά: Απεικόνιση ενότητας Γ που περιέχει τυχαία διανεμημένους κλάστες μέχρι μερικά m σε διάμετρο (Karátsonet. al,2020).



Εικόνα 4.21:
 Σχηματική αναπαράσταση της ακολουθίας
 της Μινωικής έκρηξης (Johnstonetal., 2014)

4.3.2 Έκρηξη Κολούμπο 1650 μ.Χ.

Το 1650 μ.Χ. το υποθαλάσσιο ηφαίστειο Κολούμπο ξέσπασε με εκρηκτικό ρυθμό και αναδύθηκε προσωρινά από τη θάλασσα (Fouque, 1879; Vougioukalakis, 1996; Vougioukalakis et al., 1996). Παράχθηκαν μεγάλες ποσότητες κίσηρης και τέφρας οι οποίες έφτασαν μέχρι την Τουρκία. Σύμφωνα με μαρτυρίες η έκρηξη του ηφαιστείου προκάλεσε την απελευθέρωση μεγάλης ποσότητας τοξικών αερίων, τα οποία οδήγησαν σε ανθρώπινες απώλειες στην κοντινή Σαντορίνη και προκάλεσαν καταστροφικά τσουνάμια που έπληξαν τις ανατολικές ακτές του νησιού (Dominey-Howes et al., 2000). Οι Vougioukalakis et al., (1996) εκτίμησαν ότι η έκρηξη παράγαγε 2 km^3 πυριτικού μάγματος βάση του παρατηρούμενου όγκου του κρατήρα. Νέες έρευνες ROV (remotely operated vehicle) με δειγματοληψία από τον υποθαλάσσιο κρατήρα του Κολούμπο το 2006 και 2010 κατά τη διάρκεια ερευνητικού ταξιδιού με το E/V Nautilus αποκάλυψαν μια παχιά (~250 m) ακολουθία από πυροκλαστικές αποθέσεις κίσηρης οι οποίες παρουσιάζονταν στρωματοποιημένες, στα ανώτερα τμήματα του κρατήρα. Αυτή η έκρηξη παρέχει μια μοναδική ευκαιρία να εξεταστεί η ρηχή υποθαλάσσια ηφαιστειότητα, με ορισμένους όμως περιορισμούς, οι οποίοι οφείλονται τόσο στις παρατηρήσεις του γεγονότος (e.g. Fouque, 1879) όσο και στις προκύπτουσες *in situ* υποθαλάσσιες αποθέσεις. Η συνεχιζόμενη σεισμική δραστηριότητα και η ενεργή υδροθερμική δράση στο Κολούμπο υποδεικνύουν ότι αυτό το υποθαλάσσιο ηφαίστειο αποτελεί σημαντικό κίνδυνο για την περιοχή της Σαντορίνης (Cantner et al., 2014).

Περίληψη της ηφαιστειακής έκρηξης του 1650 μ.Χ.

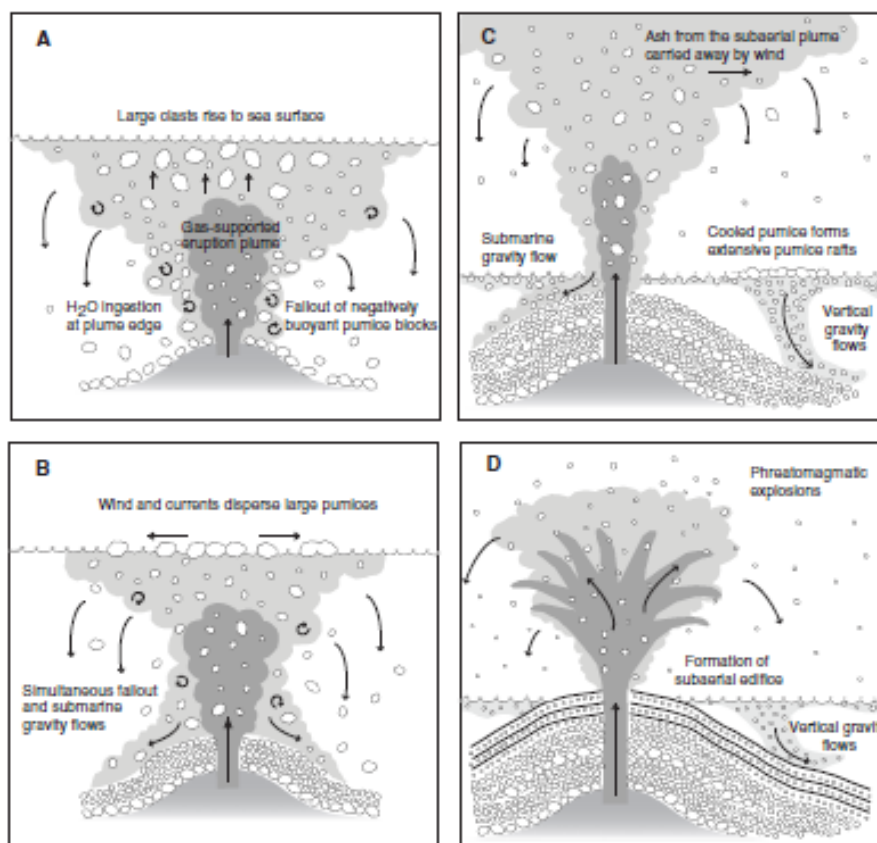
Η μόνη καταγεγραμμένη έκρηξη στο υποθαλάσσιο ηφαίστειο Κολούμπο συνέβη το 1650 μ.Χ. και προκάλεσε 70 θανάτους στη γειτονική Θήρα (Σαντορίνη). Οι μαρτυρίες των πολιτών συλλέχθηκαν από τον Ferdinand A. Fouqué και δημοσιεύτηκαν στο βιβλίο του «**Santoriniet ses eruptions to 1879**».

Η **πρώτη φάση** της έκρηξης ξεκίνησε το Σεπτέμβριο του 1650 με μια βίαιη σεισμική δραστηριότητα συνοδευόμενη από υπόγειο θόρυβο (subterranean roaring) ο οποίος ξεκίνησε από 14 Σεπτεμβρίου και συνεχίστηκε καθ' όλη τη διάρκεια του μήνα. Στις 27 του μήνα οι διεργασίες που οδήγησαν στην έκρηξη ξεκίνησαν με μια υποαερόβια δραστηριότητα (subaerial activity) η οποία εκδηλώθηκε με επανειλημμένη διαφυγή αερίων (plumes) προς την επιφάνεια της θάλασσας ακριβώς πάνω από τον υποθαλάσσιο ηφαιστειακό κώνο. Τα ηφαιστειακά αέρια πλημμύρισαν το αρχιπέλαγος καθώς ένα μικρό νησάκι σχηματίστηκε ακριβώς πάνω από την επιφάνεια της θάλασσας. Οι μικροί σεισμοί συνεχίστηκαν, παράχθηκαν μεγάλες ποσότητες κίσηρης και λοφίσκοι δημιουργήθηκαν και διασκορπίστηκαν κατά τη διάρκεια όλης της ημέρας στις 28 Σεπτεμβρίου.

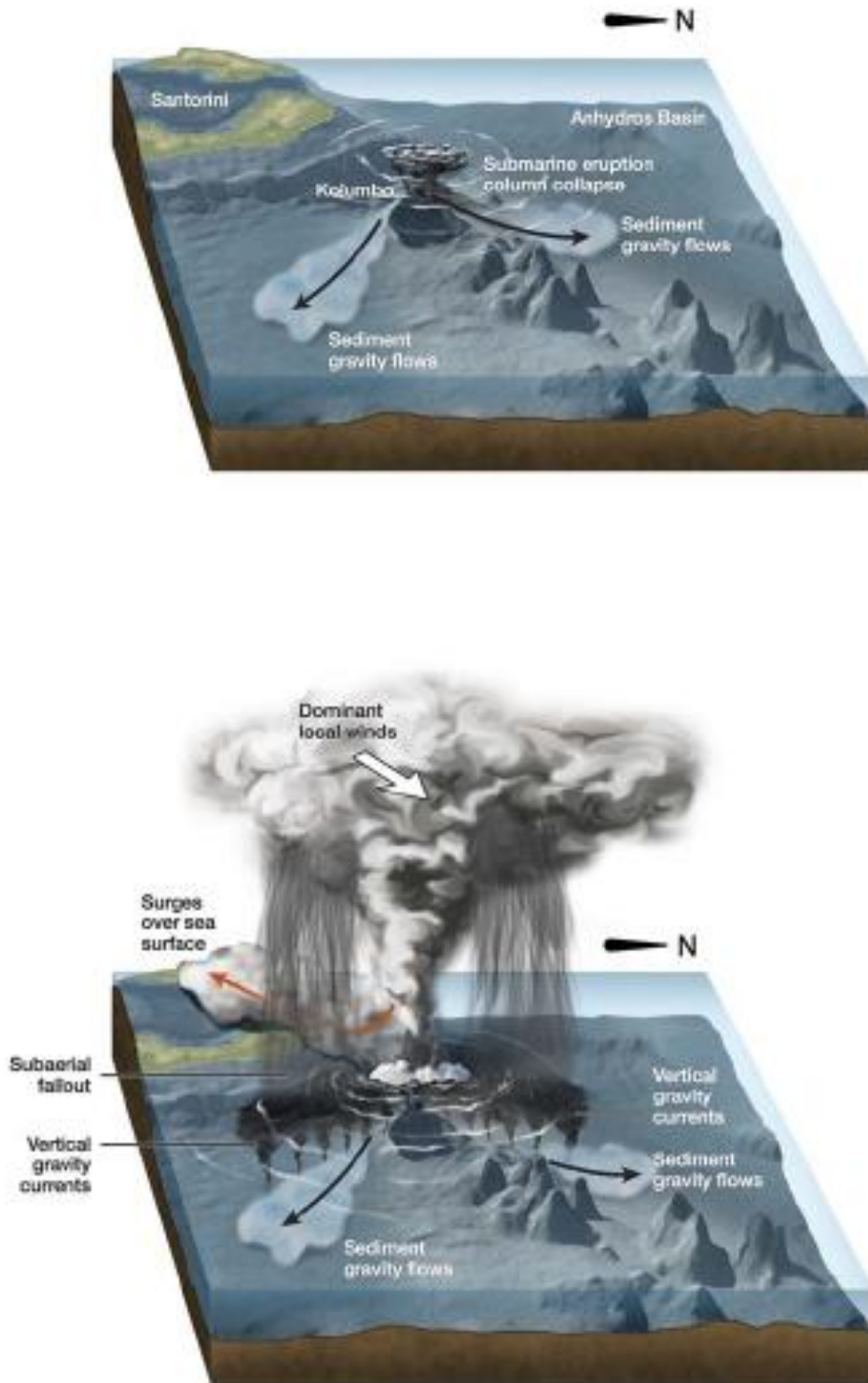
Στις 29 Σεπτεμβρίου του 1650 σημειώθηκε η πιο βίαιη φάση της έκρηξης στο Κολούμπο. Το λοφίο (plume) το οποίο σχηματίστηκε στις 28 Σεπτεμβρίου ήταν ακόμα ορατό όταν παρατηρήθηκε εκκένωση πυρακτωμένου υλικού από τον κρατήρα. Η λάμψη μέσα στο plume συνοδεύτηκε από εκρήξεις που ακούστηκαν μέχρι 400 km μακριά στα Δαρδανέλια. Αυξήθηκε η έντονη σεισμική ακολουθία η οποία έγινε αισθητή στην Κρήτη ενώ τέφρα

(ashfallout) που απελευθερώθηκε από την έκρηξη έφτασε την Τουρκία. Η Θήρα κατακλύστηκε τουλάχιστον από ένα τσουνάμι, το οποίο μετέφερε ζώα, κατέστρεψε κτήρια και διάβρωσε δρόμους και 500 στρέμματα από την ανατολική ακτογραμμή. Το τσουνάμι έφτασε στην ενδοχώρα των νησιών Ιο και Σίκινο, στα 20 m και 320 m αντίστοιχα, ενώ κατέστρεψε πλοία στη Ζέα και στα Χανιά στην Κρήτη.

Κατά τη διάρκεια της έκρηξης απελευθερώθηκαν αέρια που προκάλεσαν τον αποχρωματισμό κερμάτων, πινάκων και τοίχων κατά μήκος του αρχιπελάγους. Τα αέρια που εκκλήθηκαν προκάλεσαν πόνο στα μάτια, τύφλωση και εγκεφαλική συμφόρηση, και πολλοί κάτοικοι έχασαν τις αισθήσεις τους για αρκετές ώρες. Πάνω από 60 άτομα πέθαναν από ασφυξία και χιλιάδες ζώα σκοτώθηκαν κατά μήκος της βορειοανατολικής ακτής της Σαντορίνης. Παρόλο που η ηφαιστειακή δραστηριότητα σταμάτησε γύρω στις 11 το πρωί στις 29 Σεπτεμβρίου, άρχισε και πάλι τα μεσάνυχτα και συνεχίστηκε καθ' όλη τη διάρκεια της 30^{ης} Σεπτεμβρίου. Μετά από μερικές μέρες μειωμένης ηφαιστειακής δραστηριότητας η έκρηξη ελαττώθηκε. Παρουσιάστηκαν μερικά μεμονωμένα γεγονότα σχηματισμού λοφίων (plume-forming events) στις 4 και 5 Νοεμβρίου, με σχετική απελευθέρωση αερίων και μικρή σεισμικότητα. Μετά από αύξηση της σεισμικής ακολουθίας και υποθαλάσσιων διαταραχών στις αρχές του Δεκεμβρίου, η έκρηξη του 1650 μ.Χ. στο Κολούμπο σταμάτησε (Cantneretal.,2014)



Εικόνα 4.22: Μοντέλο της έκρηξης 1650 μ.Χ. του Κολούμπου (Cantneretal., 2014)



Εικόνα 4.23: Τρισδιάστατη αναπαράσταση του μηχανισμού μεταφοράς της τέφρας τόσο κατά το αρχικό στάδιο όσο και κατά τη διάρκεια της έκρηξης του Κολούμπο (Fuller et al., 2018)

4.3.3 Υδροθερμικές-φρεατικές εκρήξεις Κω-Νισύρου

Το ηφαιστειακό σύμπλεγμα Κώς-Νίσυρος αποτελεί ένα σύστημα καλδέρας το οποίο εμφάνισε διάφορα επεισόδια δραστηριότητας ιστορικούς χρόνους (e.g., Marini et al., 1993), όπου σε αυτούς σημειώθηκαν συνολικά 13 φρεατικές εκρήξεις στη Νίσυρο. Το πιο πρόσφατο εκρηκτικό γεγονός ήταν μια υδροθερμική έκρηξη steam-driven το 1888. Πριν από την ηφαιστειακή έκρηξη προηγήθηκε αυξημένη σεισμική δραστηριότητα, η οποία πιθανώς δημιούργησε την δίοδο για την μεταφορά ρευστών από τους βαθείς προς τους ρηχούς υδροφόρους ορίζοντες, η οποία τελικά πυροδότησε την έκρηξη (Marini et al., 1993). Έκτοτε μικρά τοπικά σεισμικά επεισόδια έγιναν αισθητά το 1953 και 1970 (Sachrzi et al., 2002), τα οποία όμως δεν προκάλεσαν κάποια έκρηξη.

Το 1997 έντονη φουμαρολογική (fumarolic) δραστηριότητα προέκυψε στην καλδέρα της Νισύρου (Brombach et al., 2001) αλλά εξασθένησε στο τέλος του έτους. Η έναρξη υψηλού επιπέδου σεισμικότητας στο ηφαιστειακό σύμπλεγμα Κώς-Νίσυρος αύξησε την ευαισθητοποίηση (awareness) για πιθανούς κινδύνους που μπορεί να προκληθούν στην καλδέρα της Νισύρου σε περίπτωση επανα-δραστηριοποίησης της εκρηκτικής δραστηριότητας. Αυτό είχε ως συνέπεια την ηφαιστειακή παρακολούθηση (monitoring), συμπεριλαμβανομένης για πρώτη φορά της γεωδαιτικής παρακολούθησης, η οποία καθιερώθηκε στη Νίσυρο. (Active Volcanoes of the World, Nisyros Volcano, The Kos - Yali - Nisyros Volcanic Field, 2018).



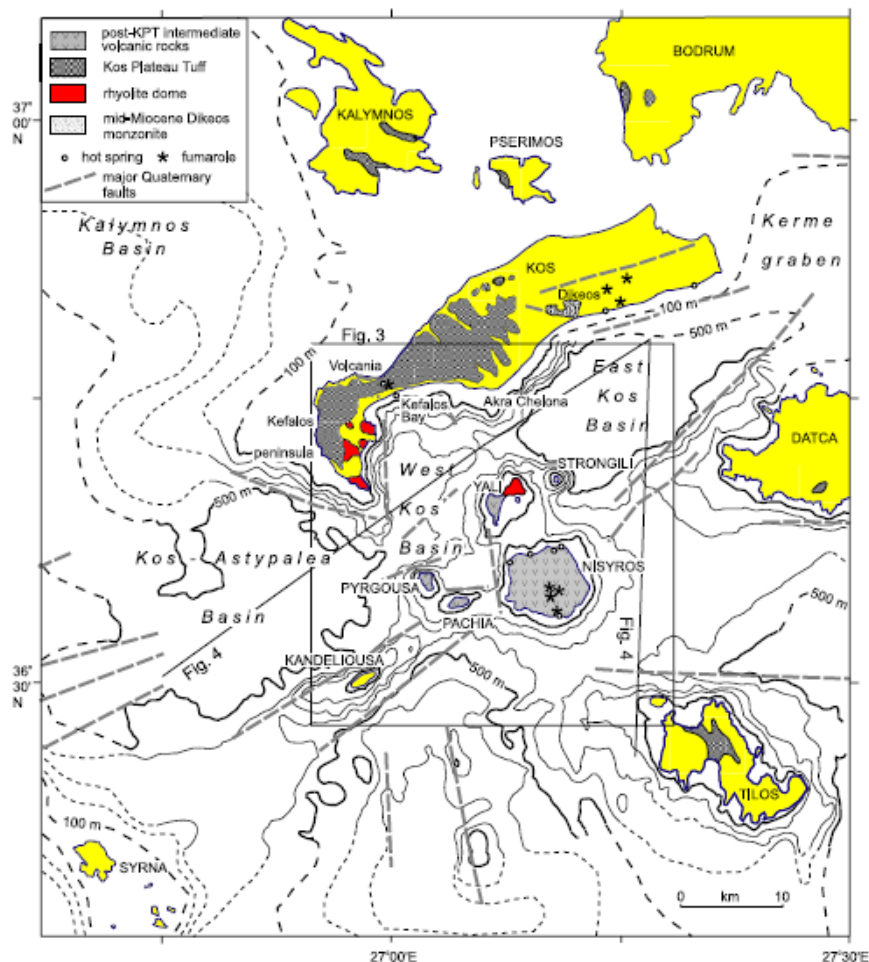
Εικόνα 4.24: Δορυφορική εικόνα του συμπλέγματος Κώ-Νισύρου με ένδειξη σημαντικών δομικών στοιχείων (την καλδέρα της Νισύρου, τον κρατήρα Στέφανο, την πεδιάδα Λακκί).

4.4.4 Έκρηξη της Κω 161 kya (Kosplateautuff)

Η μεγαλύτερη έκρηξη στην περιοχή σημειώθηκε πριν από 161 χιλιάδες χρόνια που χαρακτηρίστηκε ως η μεγαλύτερη έκρηξη στην ανατολική Μεσόγειο παράγοντας πάνω από

100 km³ πυροκλαστικού υλικού, οδήγησε στο σχηματισμό του Kos Plateau tuff και η οποία κατέστρεψε μια περιοχή μεγαλύτερη από 3000 km² (Keller 1969; Stadlbauer 1988; Keller et al., 1990; Allen and Cas 1998a).

Η έκρηξη του ΚΡΤ, θεωρείται ότι προήλθε από μια ηφαιστειακή πηγή ανάμεσα στη Κω και τη Νίσυρο με το κέντρο της να είναι κοντά στο νεοσχηματισμένο νησί Γυαλί. Στην κεντρική Κω ο σχηματισμός ΚΡΤ επικαλύπτει ένα παλαιο-έδαφος πάνω από τον σχηματισμό Ταφιηλικίας Πειο-Πλειστόκαινο που αποτελείται από ιζήματα ρηχής θάλασσας, ποτάμια καθώς και λιμναία ιζήματα. Στη δυτική Κω επικαλύπτει Μεσοζωικούς ασβεστόλιθους, Μειοκαινικά ιζήματα και ρυολιθικούς δόμους που χρονολογούνται από 3.4 έως 0.55 εκατ. χρόνια, με το νεότερο στρωματογραφικά να επικαλύπτει τον τοφικό δακτύλιο του Κέφαλου. Εμφάνσεις από ιγκνιβρίτη του ΚΡΤ συναντώνται στα νησιά Καλύμνου, Παχειάς και Τήλου και στα δυτικά μέρη των χερσονήσων της Αλικαρνασού στη Μικρά Ασία. Υπολοιμματικοί ιλιθοκλάστες έχουν βρεθεί στον Ψέρισμο και ανδεσιτικοί κλάστες στο νησί Χάλκη, βορειοδυτικά της Ρόδου, τα οποία θεωρούνται ως υπολείμματα από τον ίδιο ιγκνιβρίτη, ενώ στο νησί Κανδελιούσα συναντάται και τόφφος (Pe-Piper et al., 2005).



Εικόνα 4.25: Γεωλογικός χάρτης της περιοχής της Κω που παρουσιάζει την κατανομή του ΚΡΤ και τη βαθυμετρία (Pe-Piper et al., 2005)

5. Σεισμικότητα

Στο παρόν κεφάλαιο θα γίνει αναφορά στη σεισμικότητα του Αιγαίου Πελάγους ενώ στη συνέχεια του κεφαλαίου θα αναφερθούν οι μεγαλύτεροι υποθαλάσσιοι σεισμοί που έχουν καταγραφεί κατά το χρονικό διάστημα 1954-2001 στο Αιγαίο. Εκτός από τους ιστορικούς σεισμούς θα γίνει αναφορά και σε σύγχρονους οι οποίοι έλαβαν χώρα το έτος 2020.

5.1 Γενικά χαρακτηριστικά της σεισμικότητας του Αιγαίου Πελάγους

Η Ελλάδα κατέχει την πρώτη θέση στην Ευρώπη από πλευράς σεισμικότητας και την έκτη παγκοσμίως. Λόγω της γεωτεκτονικής της θέσης, τα πετρώματα συμπιέζονται με αποτέλεσμα να θραύονται και έτσι να εκδηλώνονται οι σεισμοί. Ιδιαίτερα στον ευρύτερο χώρο των Δωδεκανήσων η σεισμικότητα είναι υψηλή και μπορεί να διακριθεί σε σεισμούς επιφανείας και σεισμούς βάθους. Οι περισσότεροι σεισμοί είναι συνήθως μικρού μεγέθους και εκδηλώνονται στον υποθαλάσσιο χώρο με αποτέλεσμα οι επιπτώσεις να είναι σχεδόν μηδενικές.

Κανένα φυσικό φαινόμενο δεν προκάλεσε στον άνθρωπο τόσο φόβο και ανασφάλεια όσο ο σεισμός και αυτό γιατί κατά την εκδήλωση ενός σεισμού δεν υπάρχουν συνήθως πολλά περιθώρια για προφύλαξη και δράση, αφού πρόκειται για ένα είδος φυσικού γεγονότος που εκδηλώνεται απότομα και χωρίς καμία προειδοποίηση. Σε παγκόσμια κλίμακα κάθε χρόνο γίνονται περισσότερα από 3.000 σεισμικά επεισόδια. Μόνο τα 7 έως 11 γεγονότα προκαλούν σημαντικές απώλειες σε ανθρώπινες ζωές. Αξιοσημείωτο είναι να αναφερθεί ότι οι απώλειες σε ανθρώπινες ζωές από σεισμικά γεγονότα είναι δέκα φορές περισσότερες από αυτές που προκαλούν ηφαιστειακές εκρήξεις (Λέκκας [2000](#), Λέκκας [etal., 2009](#)).

5.1.1 Σεισμοτεκτονικές ζώνες Αιγαίου Πελάγους

Όπως προαναφέρθηκε στην παράγραφο 5.1 στον Ελλαδικό χώρο οι σεισμοί εκδηλώνονται με μεγάλη συχνότητα. Οι θέσεις στις οποίες γίνονται οι σεισμοί καθορίζονται από τις σεισμοτεκτονικές ζώνες όπου με βάση τους Παπαζάχου Β., Παπαζάχου Κ. «Οι Σεισμοί της Ελλάδας», [2003](#) χωρίζονται σε 6 κατηγορίες. Οι ζώνες αυτές προκύπτουν από τα ρήγματα που συναντώνται στο χώρο της Ελλάδας τα οποία με τη σειρά τους χωρίζονται σε 10 ομάδες, ανάλογα με το είδος τους και τη γεωγραφική τους θέση. Οι σεισμοτεκτονικές ζώνες λοιπόν είναι οι παρακάτω:

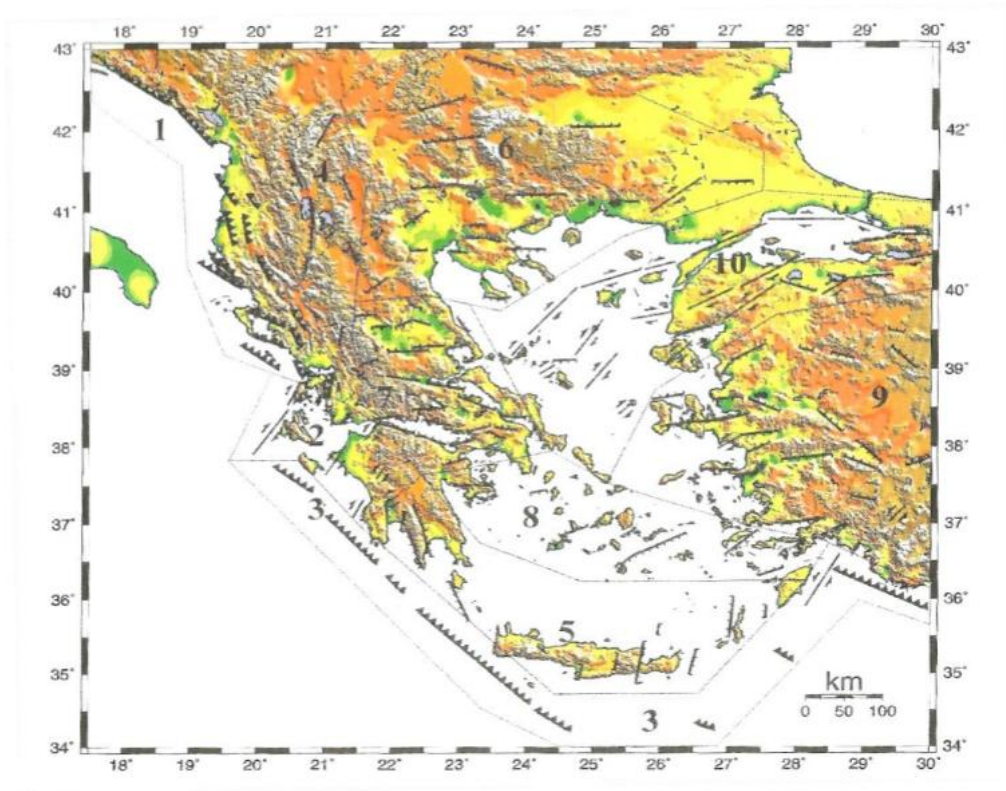
- 1) Η ζώνη ανάστροφων ρηγμάτων κατά μήκος των ακτών της Αλβανίας και της βορειοδυτικής Ελλάδας
- 2) Η ζώνη των δεξιόστροφων ρηγμάτων στα Ιόνια νησιά
- 3) Η ζώνη των ανάστροφων ρηγμάτων κατά μήκος της Ελληνικής Τάφρου
- 4) Η Ζώνη των κανονικών δειγμάτων διεύθυνσης Βορρά-Νότου κατά μήκος της οροσειράς των Ελληνίδων
- 5) Η ζώνη των κανονικών ρηγμάτων διεύθυνσης Ανατολής-Δύσης στο Αιγαίο
- 6) Η ημικτατική ζώνη του Βόρειου Αιγαίου και της θάλασσας του Μαρμαρά

Επειδή η παρούσα εργασία εστιάζει στη μελέτη του χώρου του Αιγαίου, θα αναπτυχθούν οισεισμοτεκτονικές ζώνες 3,5,6 σύμφωνα με την περιγραφή τους από το βιβλίο:«**Οι Σεισμοί της Ελλάδας», Παπαζάχος Β. και Παπαζάχου Κ., 2003.**

Ζώνη 3: Η ζώνη αυτή (αρ. 3 στην εικόνα 5.1) ακολουθεί την Ελληνική Τάφρο κατά μήκος του κυρτού μέρους του ελληνικού τόξου (Ζάκυνθος - νότια Πελοποννήσου- νότια Κρήτης- νότια Καρπάθου- ανατολικά Ρόδου). Το βασικό γνώρισμα της ζώνης αυτής, που διαπιστώθηκε για πρώτη φορά από τους Parazachos και Delibasis (1969) με τις διαθέσιμες τότε λύσεις μηχανισμών γένεσης των σεισμών, είναι τα ανάστροφα ρήγματα που κλίνουν από τη Μεσόγειο Θάλασσα προς το ιζηματογενές μέρος του Ελληνικού Τόξου, δηλαδή από το κυρτό μέρος του (Μεσόγειος) προς το κοίλο μέρος του (Αιγαίο). Τα ρήγματα αυτά είναι ανάστροφα με κλίση προς τα βορειοανατολικά. Αυτά προκύπτουν λόγω της σύγκλισης της Αφρικανικής και της Ευρασιατικής πλάκας κατά την οποία η πρώτη καταδύεται κάτω από τη δεύτερη, ιδιαίτερα όμως λόγω της εφίππευσης της μικροπλάκας του Αιγαίου πάνω στην Αφρικανική πλάκα κατά τη γρήγορη κίνηση της μικροπλάκας του Αιγαίου προς τη νοτιοδυτική κατεύθυνση. Συγκεκριμένα, στο ανατολικό άκρο της τάφρου βρίσκεται το αριστερόστροφο ρήγμα μετασχηματισμού της Ρόδου.

Ζώνη 5: Η επέκταση της λιθόσφαιρας του Αιγαίου και των γύρω ηπειρωτικών περιοχών κατά τη διεύθυνση Βορρά - Νότου προτάθηκε για πρώτη φορά από τον McKenzie (1970). Αυτή η ζώνη περιλαμβάνει τη νότια Βουλγαρία, τη βόρεια και κεντρική Ελλάδα, το ηφαιστειακό τόξο του νότιου Αιγαίου, τη νοτιοδυτική Τουρκία και την κεντρική δυτική Τουρκία (αρ. 6, 7, 8 και 9 στην εικόνα 5.1). Δηλαδή, η τάση εφελκυσμού που δρα κατά τη διεύθυνση βορρά - νότου οδηγεί σε διάρρηξη κανονικών ρηγμάτων τα οποία έχουν διεύθυνση ανατολή – δύση και κλίνουν προς το Βορρά ή προς το Νότο. Το εφελκυστικό αυτό πεδίο οφείλεται στην ταχύτερη κίνηση προς το νότο του μπροστινού (νότιου) τμήματος της μικροπλάκας του Αιγαίου σε σχέση προς το πίσω (βόρειο) τμήμα αυτής της μικροπλάκας.

Ζώνη 6: Αυτή περιλαμβάνει μεγάλα δεξιόστροφα ρήγματα καθώς και μικρότερα κανονικά ρήγματα. Η ζώνη έχει βορειοανατολική - νοτιοδυτική διεύθυνση, ξεκινάει από το δυτικό τμήμα του ρήματος της βόρειας Ανατολίας (θάλασσα του Μαρμαρά) και συνεχίζει στο βόρειο Αιγαίο μέχρι τις ανατολικές ακτές της δυτικής Ελλάδας όπου διακόπτεται (αρ. 10 στην εικόνα 5.1). Αυτή είναι μία ευρεία ζώνη που χωρίζει τη μικροπλάκα του Αιγαίου από την Ευρασιατική πλάκα και οφείλεται στην κίνηση της Ανατολίας προς τα δυτικά και στη γρήγορη προς τα νοτιοδυτικά κίνηση της μικροπλάκας του Αιγαίου.



Εικόνα 5.1: Σεισμοτεκτονικές ζώνες Ελλάδας (Αντώνιου Φ., 2016, Διπλωματική εργασία του «Καταγραφή και χαρτογράφηση των σεισμολογικών χαρακτηριστικών του Ελλαδικού χώρου»)

5.2 Υποθαλάσσιοι σεισμοί στο Αιγαίο

Εισαγωγικά στοιχεία για τους υποθαλάσσιους σεισμούς

Το θαλάσσιο νερό υφίσταται δύο ειδών διαταράξεις από τους σεισμούς, αυτές λέγονται θαλάσσιοι σεισμοί και θαλάσσια κύματα βαρύτητας (tsunami), όπου τα τελευταία αναφέρονται πιο αναλυτικά στο επόμενο κεφάλαιο.

Οι υποθαλάσσιοι σεισμοί είναι δονήσεις μικρής περιόδου που οφείλονται στη διάδοση επιμήκων κυμάτων μέσα στο θαλασσινό νερό, τα οποία οφείλονται κυρίως σε υποθαλάσσιες σεισμικές εστίες. Παρατηρήθηκαν όμως και υποθαλάσσιοι σεισμοί που συνοδεύονται από κατακόρυφη αναπήδηση και θόλωση του θαλάσσιου νερού, ανύψωση της θερμοκρασίας του και, όχι σπάνια, από ηφαιστειακή έκχυση λάβας. Στις περιπτώσεις αυτές οι υποθαλάσσιοι σεισμοί οφείλονται σε υποθαλάσσιες ηφαιστειακές εκρήξεις.

Οι υποθαλάσσιοι σεισμοί γίνονται συνήθως αισθητοί στα πλοία και στις βάρκες ως ωθήσεις προερχόμενες από κάτω. Αυτό οφείλεται στο γεγονός ότι τα επιμήκη κύματα, που προσπίπτουν στον πυθμένα της θάλασσας, διαθλώνται και υφίστανται ισχυρή απόκλιση προς την κατακόρυφο διότι η ταχύτητα αυτών είναι πολύ μικρότερη στο νερό απ' ότι στο πέτρωμα στο βυθό της θάλασσας (Παπαζάχος Β.Κ. *etal.*, [2005](#)).

5.2.1 Κυριότεροι υποθαλάσσιοι σεισμοί

Στην παρούσα ενότητα παρουσιάζεται ένας κατάλογος σεισμών που σημειώθηκαν κατά την περίοδο 1954 ή 1955 μέχρι το 2001 και στην συνέχεια γίνεται αναφορά των υποθαλάσσιων σεισμών με το μεγαλύτερο μέγεθος των τελευταίων 3 χρόνων (2017 -2020), καθώς και του μεγαλύτερου και καταστρεπτικότερου σεισμού στην Αμοργό και τέλος στην λεκάνη της Σκύρου.

5.2.1.1 Κατάλογος σεισμών

➤ 9 Ιουλίου, 1956, 03:11:40, 36.64°Β και 25.96°Α, M=7.5, Αμοργός.

Ο σεισμός προκάλεσε σοβαρές βλάβες στα νησιά Σαντορίνη, Αμοργό, Ανάφη, Αστυπάλαια, Ιό, Πάρο, Νάξο, Κάλυμνο, Λέρο, Πάτμο, και Λειψούς. Καταστράφηκαν συνολικά 529 σπίτια, 1.482 έπαθαν σοβαρές βλάβες και 1.750 ελαφρές. Σκοτώθηκαν 53 άτομα και τραυματίστηκαν 100. Πολλές από τις συνέπειες αυτού του σεισμού οφείλονται στο μεγάλο μετασεισμό που ακολούθησε. Ο σεισμός συνοδεύτηκε από μεγάλο θαλάσσιο κύμα βαρύτητας (tsunami) του οποίου το ύψος έφτασε τα 25m στη νοτιοανατολική ακτή της Αμοργού, τα 20m στη βορειοδυτική ακτή της Αστυπάλαιας, τα 10m στη Φολέγανδρο και ήταν ασθενέστερο σε διάφορες άλλες ακτές του Νότιου Αιγαίου μέχρι τη Σμύρνη. Προηγήθηκε δόνηση του κυρίου σεισμού στις 8 Ιουλίου (13:05. με M= 4.9) και ακολουθήθηκε από μεγάλο αριθμό μετασεισμών, ο μεγαλύτερος από τους οποίους έγινε 13 λεπτά μετά τον κύριο σεισμό (03:24. με M= 6.9).

- 30 Ιουλίου, 1956, 09:14:57, 35.7°B και 26.1°A, M= 6.0, Λασιίθι.
Ο σεισμός έγινε έντονα αισθητός στην Ιεράπετρα, Νεάπολη και Φουρνή (BGINOA 1956). Προηγήθηκαν δονήσεις, η μεγαλύτερη από τις οποίες έγινε την ίδια μέρα με τον κύριο σεισμό (05:40. με M= 5.0) και ακολούθησαν μετασεισμοί ο μεγαλύτερος από τους οποίους έγινε επίσης την ίδια ημέρα με τον κύριο σεισμό (10:39. με M= 5.6).

- 25 Απριλίου, 1957, 02:25:42, 36.50°B και 28.60°A, M= 7.2, Ρόδος.
Του κυρίου σεισμού προηγήθηκαν μικρότερες δονήσεις η μεγαλύτερη από τις οποίες έγινε στις 24 Απριλίου (19:10 με M= 6.8) και προκάλεσε βλάβες στη Ρόδο, ενώ ακολουθήθηκε από μετασεισμούς, ο μεγαλύτερος από τους οποίους έγινε στις 26 Απριλίου (06:33 με M= 6.1) και προκάλεσε σημαντικές βλάβες στις απέναντι τουρκικές ακτές. Ο σεισμός προκάλεσε μεγάλες βλάβες στην περιοχή της Μάκρης στην Τουρκία. Στη Ρόδο 16 σπίτια σωριάστηκαν στο έδαφος και μερικώς γκρεμίστηκαν 186, ενώ 1.316 έπαθαν σοβαρές βλάβες και 566 ελαφρές. Ελαφρές ζημιές προκλήθηκαν επίσης στην Τήλο και τη Σύμη.

- 30 Ιουνίου, 1958, 08:42:44, 36.4°B και 27.3°A, M= 6.0, Σύμη.
Ο σεισμός έγινε έντονα αισθητός στη Σύμη και τη Ρόδο. Έγινε επίσης αισθητός στην Κάλυμνο, Καστελόριζο, Κάρπαθο, Ρέθυμνο και Σάμο. Αναφέρθηκε από το Κάιρο ότι ο σεισμός έγινε αισθητός στην Άνω Αίγυπτο (BGINOA 1958).

- 14 Μαΐου, 1959, 06:36:56, 35.00°B και 24.72°A, M= 6.3, Ηράκλειο.
Ο σεισμός ήταν καταστρεπτικός στην κεντρική νότια Κρήτη και ιδιαίτερα στο νοτιοδυτικό τμήμα της πεδιάδας της Μεσσαράς. Δύο εδαφικές ρωγμές μήκους 150 m και 200 m και 2.5 cm πλάτους παρατηρήθηκαν σε απόσταση 50 m από την ακτή των Ματάλων και μία άλλη μήκους 200 m και πλάτους 2.5 cm εμφανίστηκε στην τοποθεσία Κόσμος κοντά στο χωριό Πιτσιδία. Έγιναν κατολισθήσεις βράχων στα Μάταλα, Πιτσιδία, Πομπία, Καμιλάρικο και Ακουμιά. Παρατηρήθηκε αύξηση της παροχής και ανέβηκε η επιφάνεια του νερού στα πηγάδια στο Αντισκάρικο και Λίσταρο. Συνολικά στο νομό Ηρακλείου από τις 18.933 οικοδομές, κατέρρευσαν 17 σπίτια, 290 οικοδομές καταστράφηκαν, έπαθαν σοβαρές βλάβες 902 και ελαφρές 2767. Στο νομό Ρεθύμνης και ειδικότερα στην επαρχία του Αγίου Βασιλείου καταστράφηκαν μερικώς ή ολικώς 139 οικήματα, έπαθαν 169 σοβαρές βλάβες και 85 ελαφρές. Τραυματίστηκαν μόνο 8 άτομα αλλά τα θύματα θα ήταν περισσότερα αν ο σεισμός δε γινόταν την ώρα που οι κάτοικοι ήταν έξω από τα σπίτια τους στις εργασίες τους. Ο σεισμός προκάλεσε μικρότερες βλάβες στο νομό Χανίων και έγινε έντονα αισθητός στο Λασιίθι. Προηγήθηκαν σεισμοί, ο μεγαλύτερος από τους οποίους έγινε εννέα λεπτά πριν τον κύριο σεισμό (06:27 με M= 4.9) και ακολουθήθηκε από μετασεισμούς, ο μεγαλύτερος των οποίων έγινε στις 16 Μαΐου (08:19 με M= 4.4).

- 23 Μαΐου, 1961, 02:45:20, 36.7°B και 28.5°A, M= 6.4, Ρόδος.
Πρόκειται για σεισμό ενδιάμεσου εστιακού βάθους του οποίου το επίκεντρο βρίσκεται κοντά στις νοτιοδυτικές ακτές της Τουρκίας. Προκάλεσε σοβαρές βλάβες στις περιοχές της Μαρμαρίδας, Ουλα, Μάκρης της Τουρκίας, όπου κατέρρευσαν 61 σπίτια, έπαθαν 41 σοβαρές βλάβες και ελαφρές 42. Στο νησί της Ρόδου καταστράφηκαν πέντε σπίτια, έπαθαν σοβαρές βλάβες 108 και ελαφρότερες 125. Στην Αντιμάχεια της Κω δύο σπίτια καταστράφηκαν και 16 σπίτια βλάφτηκαν σοβαρά στη Λέρο. Τραυματίστηκαν 9 άτομα από το σεισμό, ο οποίος έγινε αισθητός σε διάφορα μέρη του ελληνικού χώρου μέχρι τη Χίο, Εύβοια και Ρέθυμνο. Ο σεισμός έγινε αισθητός και στο Κάιρο (BGINOA 1961. Ambraseys 1988 b).

- 26 Ιανουαρίου, 1962, 08:17:35, 35.2°B και 22.7°A, M= 6.2, ΝΔ της Κρήτης.

Το επίκεντρο αυτού του σεισμού βρίσκεται έξω από τις δυτικές ακτές της Κρήτης, αλλά δε υπάρχουν πληροφορίες αν έγινε αισθητός.

- 9 Μαρτίου, 1965, 17:57:54, 39.16°B και 23.89°A, M= 6.1, Αλόνησος.
Ο σεισμός προκάλεσε σοβαρές βλάβες στην Αλόνησο και στη Σκόπελο. Στην Αλόνησο καταστράφηκαν ή έπαθαν μη επισκευάσιμες βλάβες 455 σπίτια και έπαθαν μικρές ζημιές 106 σπίτια, ενώ στη Σκόπελο σωριάστηκαν στο έδαφος ή έπαθαν μη επισκευάσιμες βλάβες 1.486 σπίτια και 900 έπαθαν ελαφρές ζημιές. Σκοτώθηκαν 2 άνθρωποι και τραυματίστηκαν 2. Οι μεγαλύτερες εντάσεις παρατηρήθηκαν στο Πατητήρι (IX+) στη Σκόπελο, στην Αλόνησο (VIII) και στην Γλώσσα στη Σκόπελο (BGINOA1965). Ακολουθήθηκε από μετασεισμούς, ο μεγαλύτερος από τους οποίους έγινε δύο λεπτά μετά την κυρία δόνηση (17:59 με M= 5.7).
- 9 Απριλίου, 1965, 23:57:02, 35.03°B και 24.21°A, M= 6.9, Χανιά.
Ο σεισμός είχε το επίκεντρο του στη θάλασσα νότια της Κρήτης. Έγινε πολύ έντονα αισθητός στους νόμους Χανίων, Ρεθύμνου και Ηρακλείου και έντονα αισθητός στο νομό Λασιθίου. Έγινε επίσης αισθητός στην Πάτμο, Κω, Κάλυμνο, Ίο, Πάρο και Σύρο (BGINOA 1965). Προηγήθηκε του κύριου σεισμού μια δόνηση στις 7 Απριλίου (06:48 με M= 4.2) και ακολούθησε μία άλλη στις 10 Απριλίου (00:20 με M= 4.8).
- 28 Νοεμβρίου, 1965, 05:26:05, 36.1°B και 27.4°A, M= 6.0, Ρόδος.
Πρόκειται για σεισμό ενδιάμεσου βάθους ο οποίος έγινε έντονα αισθητός στη Ρόδο και στην Τήλο. Αισθητός έγινε επίσης στην Σύμη, Κω, Κάρπαθο, Κάσο και την Κρήτη μέχρι το Ηράκλειο αλλά και στην Λεμεσό της Κύπρου (BGINOA 1965).
- 4 Μαρτίου, 1967, 17:58:09, 39.2°B και 24.6°A, M= 6.6, Σκύρος.
Το επίκεντρο του σεισμού βρίσκεται στο θαλάσσιο χώρο βόρεια της Σκύρου και για τον λόγο αυτό ο σεισμός αυτός δεν προκάλεσε βλάβες. Έγινε έντονα αισθητός στη Σκύρο, στον Άγιο Ευστράτιο και στη Λέσβο (BGINOA 1967). Προηγήθηκαν δύο δονήσεις την ίδια μέρα, η μεγαλύτερη από τις οποίες έγινε 12 λεπτά πριν από τον κύριο σεισμό (17:46 με M= 3.9) και ακολούθησαν μετασεισμοί, ο μεγαλύτερος από τους οποίους έγινε επίσης την ίδια μέρα με τον κύριο σεισμό (18:38 με M=5.0).
- 5 Δεκεμβρίου, 1968, 07:52:11, 36.6°B και 27.1°A, M= 6.0, Νίσυρος.
Ο σεισμός έγινε αισθητός στη Νίσυρο, Κω και Νάξο (BGINOA 1968). Προηγήθηκε μεγάλος αριθμός προσεισμών, ο μεγαλύτερος από τους οποίους έγινε στις 31 Οκτωβρίου (03:22 με M= 5.7), ενώ ο μεγαλύτερος μετασεισμός έγινε στις 21 Δεκεμβρίου (03:04 με M= 4.8).
- 12 Ιουνίου, 1969, 15:13:31, 34.4°B και 24.8°A, M= 6.1, νότια της Κρήτης.
Ο σεισμός έγινε έντονα αισθητός στο Ηράκλειο και ασθενέστερος στο Λασιθί, Ρέθυμνο, Κω και Ρόδο. Έγινε ελαφρά αισθητός στα Χανιά και στην Πάτμο (BGINOA 1969). Προηγήθηκε προσεισμός στις 4 Απριλίου (12:57 με M= 4.4) και ακολούθηθηκε από αρκετούς μετασεισμούς ο μεγαλύτερος από τους οποίους έγινε στις 28 Σεπτεμβρίου (22:54 με M= 5.6).
- 4 Μαΐου, 1972, 21:39:57, 35.1°B και 23.6°A, M= 6.5, Χανιά.
Ο σεισμός έγινε έντονα αισθητός στα Χανιά, Ρέθυμνο και Ηράκλειο. Έγινε επίσης αισθητός στην Μήλο, Λακωνία και Αρκαδία (BGINOA 1972). Προηγήθηκε δόνηση στις 30 Απριλίου (10:33 με M= 4.3) και ακολούθησε δόνηση στις 5 Μαΐου (08:40 με M= 4.3).
- 29 Νοεμβρίου, 1973, 10:57:44, 35.18°B και 23.75°A, M= 6.0, Χανιά.

Ο σεισμός προκάλεσε βλάβη στις νοτιοδυτικές ακτές της Κρήτης. Καταστράφηκε 1 σπίτι και 24 ρηγματώθηκαν σοβαρά. Στην Παλαιοχώρα του νομού Χανίων ρηγματώθηκαν σχεδόν όλα τα σπίτια. Στο χωριό Βουκολιές της επαρχίας Κισσάμου του νομού Χανίων πολλά σπίτια έπαθαν βλάβες και 1 σχεδόν κατέρρευσε. Στο 4ο χιλιόμετρο της οδού Παλαιοχώρας - Κουντουράς βράχοι κατρακύλησαν και διέκοψαν τη συγκοινωνία. Στην αγροτική θέση Λυγές οι βράχοι που κατρακύλησαν προκάλεσαν βλάβες στο δίκτυο του ΟΤΕ. Στα Χανιά η δόνηση έγινε έντονα αισθητή (BGINOA 1973, εφημερίδα <<Μακεδονία>> 30.11.1973). Προηγήθηκε δονήσεις στις 28 Οκτωβρίου (01:31 με M= 4.0) και ακολούθησαν μετασεισμοί, ο μεγαλύτερος από τους οποίους έγινε στις 11 Δεκεμβρίου (03:49 με M= 4.5).

➤ 11 Σεπτεμβρίου, 1977, 23:19:19, 34.9°B και 23.0°A, M= 6.3, Χανιά.

Το επίκεντρο του σεισμού βρίσκεται στα ανοιχτά των νοτιοδυτικών ακτών της Κρήτης. Έγινε αισθητός σε διάφορα μέρη της Κρήτης μέχρι το Λασιθί (BGINOA 1977). Προηγήθηκαν δονήσεις η μεγαλύτερη από τις οποίες έγινε στις 18 Αυγούστου (09:27 με M= 5.6) και ακολούθησαν μετασεισμοί, ο μεγαλύτερος από τους οποίους έγινε στις 22 Οκτωβρίου (10:02 με M= 5.2).

➤ 19 Δεκεμβρίου, 1981, 14:10:51, 39.00°B και 25.26°A, M= 7.2, Λέσβος.

Πρόκειται για μεγάλο σεισμό του Βόρειου Αιγαίου του οποίου το επίκεντρο βρίσκεται δυτικά των ακτών της Λέσβου. Προκάλεσε μερικές βλάβες στη Λέσβο και κυρίως στα χωριά Ίππειο και Πάμφυλα όπου κατέρρευσαν 7 σπίτια και 236 έπαθαν ρωγμές, από τα οποία τα 9 έγιναν ακατοίκητα. Βλάβες παρατηρήθηκαν και στη Σκύρο όπου 2 σπίτια κατέρρευσαν και βλάφτηκαν σοβαρά 2 εκκλησίες, 1 μοναστήρι και ένα σχολείο (BGINOA 1981, Εφημερίδα <<Μακεδονία>> 20.12.1981). Ακολουθήθηκε από μετασεισμούς, ο μεγαλύτερος από τους οποίους έγινε στις 27 Δεκεμβρίου (17:39 με M= 6.5).

➤ 18 Ιανουαρίου, 1982, 19:27:25, 39.78°B και 24.50°A, M= 7.0 στο Βόρειο Αιγαίο.

Πρόκειται για ισχυρό σεισμό του Βόρειου Αιγαίου ο οποίος έγινε έντονα αισθητός στη Θάσο, Λέσβο και Λήμνο. Ακολουθήθηκε από μεγάλο αριθμό μετασεισμών ο μεγαλύτερος από τους οποίους έγινε αμέσως μετά τον κύριο σεισμό (19:31 με M= 5.6).

➤ 6 Αυγούστου, 1983, 15:43:00, 40.0°B και 24.7°A, M= 6.8, Λήμνος.

Πρόκειται για ισχυρό σεισμό του Βόρειου Αιγαίου, ο οποίος έγινε πολύ έντονα αισθητός στη Λήμνο, Θάσο και Λέσβο. Προκάλεσε ελαφρό θαλάσσιο κύμα στη Μύρινα και Λέσβο (προφορική μαρτυρία σεισμολόγου κ. Παπαϊωάννου Χ. 1983). Ακολούθησαν αρκετοί μετασεισμοί ο μεγαλύτερος από τους οποίους έγινε στις 10 Οκτωβρίου (10:17 με M= 5.7).

➤ 21 Ιουνίου, 1984, 10:43:43, 35.4°B και 23.3°A, M= 6.2, Χανιά.

Ο σεισμός είχε το επίκεντρο του κοντά στις δυτικές ακτές της Κρήτης και έγινε έντονα αισθητός στα Χανιά (BGINOA 1984).

➤ 30 Απριλίου, 1992, 11:44:40, 35.1°B και 26.6°A, M= 6.1, Λασιθί.

Ο σεισμός έγινε κυρίως αισθητός στην ανατολική Κρήτη καθώς και στην Κάρπαθο, Κάσο, Ρόδο και Κω (BGINOA 1992).

➤ 21 Νοεμβρίου, 1992, 05:07:19, 35.65°B και 22.39°A, M= 6.3, Κύθηρα.

Πρόκειται για σεισμό με ενδιάμεσο βάθος που έγινε αισθητός σε μία ευρύτερη ζώνη μέχρι τουλάχιστον το Dubronnik (IV) (BGINOA 1992, NEIC 1992).

➤ 20 Ιουλίου, 1996, 00:00:39, 36.07°B και 24.46°A, M= 6.2, Κάρπαθος.

Ο σεισμός έγινε έντονα αισθητός στην Κάρπαθο και σε διάφορα άλλα μέρη της περιοχής Ρόδος, Σητεία, Ηράκλειο, Θήρα. Έγινε αισθητός μέχρι: Σάμο, Χίο, Λέσβο, Κύθηρα, Γαλαξίδι αλλά και μέχρι την Βόνιτσα. Προηγήθηκαν προσεισμοί ο μεγαλύτερος από τους οποίους έγινε στις 17 Ιουλίου (15:35 με $M=5.4$) και ακολουθήθηκε από μετασεισμούς ο μεγαλύτερος από τους οποίους έγινε στις 25 Ιουλίου (01:27 με $M=5.2$).

➤ 6 Ιουλίου, 2001, 00:21:41, 39.05°B και 23.35°A, $M=6.4$, Σκύρος.

Ο σεισμός προκάλεσε την καταστροφή πέντε οικοδομών και επισκευάσιμες βλάβες σε 160 οικοδομές (ΧάσταςΚ., Υπηρεσία Αποκατάστασης Σεισμοπλήκτων ΥΠΕΧΩΔΕ). Προκλήθηκαν καταρρεύσεις βράχων στο δυτικό τμήμα του κάστρου της Σκύρου από τις οποίες καταστράφηκαν 27 αυτοκίνητα που ήταν σταθμευμένα στον περιφερειακό δρόμο του κάστρου. Στέρεψε η πηγή Αναβάλλουσα και δημιουργήθηκε σημαντικό πρόβλημα ύδρευσης στο νησί της Σκύρου. Προκλήθηκαν σημαντικές βλάβες στη μονή του Αγίου Γεωργίου του Σκυριανού (χρονολογείται στο 963), στη βυζαντινή εκκλησία της Επισκοπής και στους πύργους του κλασικού και μεσαιωνικού τείχους του κάστρου (Εφημερίδα <<Τα ΝΕΑ>> και <<Ελευθεροτυπία>>, 27 Ιουλίου 2001). Ο σεισμός έγινε έντονα αισθητός στην Αθήνα. Ο μεγαλύτερος προσεισμός έγινε στις 21 Ιουλίου (12:48, με $M=0.51$) και ο μεγαλύτερος μετασεισμός στις 26 Ιουλίου (00:35 με $M=5.3$) (Παπαζάχοςetal.,2003).

5.2.1.2 Σεισμός στην νήσο Κω, 20 Ιουλίου 2017

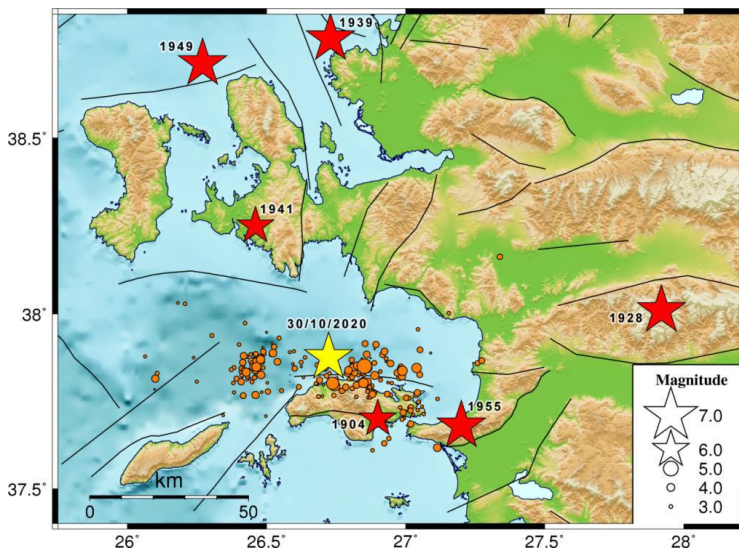
Το νησί της Κω μπορεί να θεωρηθεί μια περιοχή μέτριας σεισμικής δραστηριότητας παίρνοντας δεδομένα από δημοσιευμένους σεισμικούς καταλόγους. Οι πιο καλά καταγεγραμμένοι σεισμοί είναι αυτοί που συνέβησαν 18 Αυγούστου του 1493 και 23 Απριλίου 1933 που επεφέραν σαν αποτέλεσμα υλικές ζημιές και πολλούς θανάτους.

Στις 20/7/2017 ώρα 22:31 UTCενας ρηχός σεισμός μεγέθους $M_w=6.6$ κλίμακας Richter καταγράφηκε στον κόλποGökona σε βάθος 10km. Το επίκεντρο του σεισμού τοποθετείται μεταξύ του Bodrum στην Τουρκία και της Κω στην Ελλάδα, στα νοτιοανατολικά του Αιγαίου. Συγκεκριμένα, σύμφωναμετοΕθνικόΑστεροσκοπείοΑθηνώντοεπίκεντροτοποθετείταιστις 36.9643°N 27.4332°E(Ganasetal., 2017) (Papathanasiouetal.,2019).

Βάσει παρατηρήσεων υπαίθρου μπορεί να συνοψιστεί ότι ο σεισμός προκάλεσε υλικές ζημιές στην πόλη της Κω κυρίως στα κτήρια Οθωμανικής και Βενετικής (Ενετικής) εποχής, περιλαμβάνοντας μερικές καταρρεύσεις οι οποίες προκάλεσαν το θάνατο σε δυο άτομα και σοβαρούς τραυματισμούς σε άλλους. Εστιάζοντας στο νησί της Κω οι πιο αξιοσημείωτες περιβαλλοντικές επιπτώσεις είναι τα φαινόμενα που σχετίζονται με ρευστοποίηση εδάφους, τα οποία προκάλεσαν σημαντικές υλικές ζημιές στις λιμενικές εγκαταστάσεις και στο τελωνείο (custombuilding),στο νέο λιμάνι της Κω και στο παλιό λιμάνι της πόλης. Επιπλέον, παρατηρήθηκεένατσουνάμι, τοποιοείπληξετηνβορειοανατολική ακτή της Κω, καθώς και μιας μικρής κλίμακας κατολίσθηση στο νότιο κομμάτι του νησιού (Papathanasiouetal.,2019).

5.2.1.3 Σεισμός στη νήσο Σάμο, 30 Οκτωβρίου 2020

Στις 30/10/2020 και ώρα 11:51 UTC, έλαβε χώρα σεισμός μεγέθους $M_w=6.9$ στην περιοχή βόρεια της Σάμου, στον κόλπο του Kuşadası. Στο νησί αναφέρθηκαν 2 θάνατοι και 19 τραυματισμοί ενώ σημαντικές ήταν και οι υλικές καταστροφές. Στην δυτική Τουρκία οι επιπτώσεις του σεισμού ήταν επιζήμιες, με 117 θανάτους, πάνω από 1030 τραυματισμούς, και όσον αφορά τα κτήρια παρατηρήθηκαν πολλές καταστροφές ενώ δεν ήταν λίγες και οι καταπτώσεις αυτών. Επίσης, καταγράφηκε ένα τσουνάμι μικρού μεγέθους στην περιοχή (Karetanidis et al., 2020).



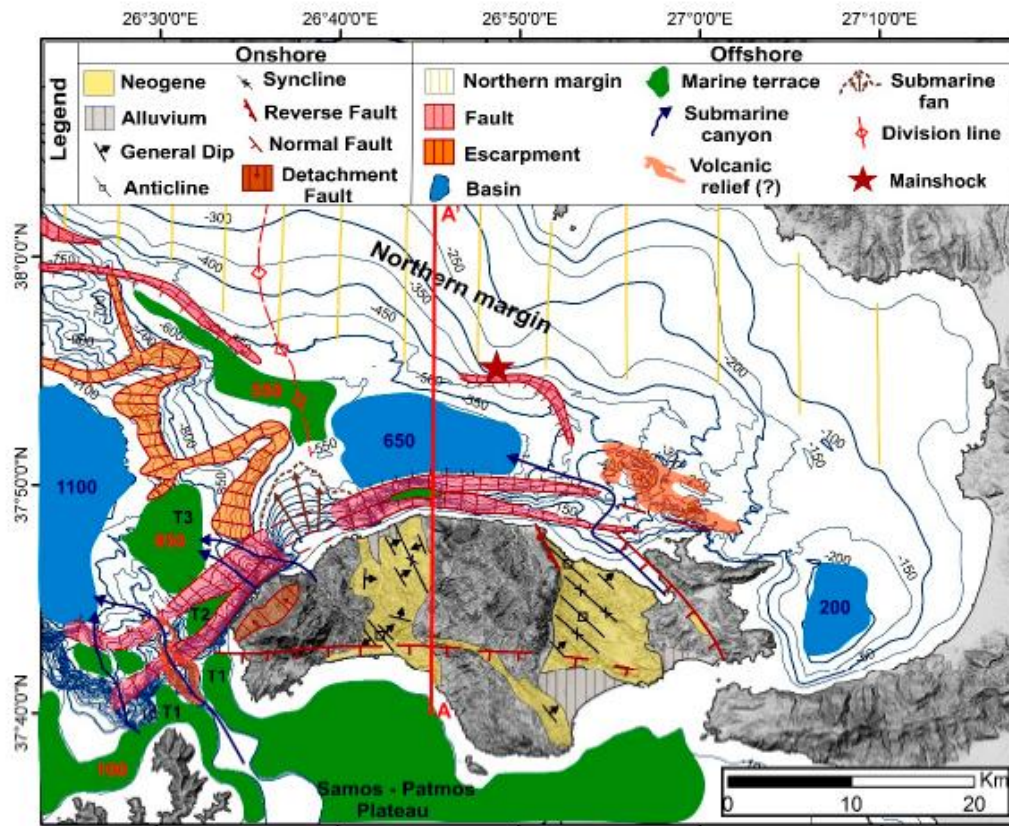
Εικόνα 5.2: Παρατηρείται το επίκεντρο του σεισμού στη Σάμο-30 Οκτωβρίου 2020 (με το κίτρινο αστέρι). Ακόμα παρουσιάζονται επίκεντρα προηγούμενων σεισμών στο νησί και στη γύρω περιοχή, τα οποία όμως δεν είναι αναλύονται στην παρούσα εργασία καθώς γίνεται λόγος μόνο για τους σεισμούς στον Ελληνικό χώρο από το 1950 και μετά (Karetanidis et al., 2020)

Ο κύριος σεισμός από τη σεισμική ακολουθία στη Σάμο έλαβε χώρα στις 30/10/2020 11:51:28 UTC. Οι γεωγραφικές συντεταγμένες του επικέντρου είναι $37.8759^{\circ}N$ και $26.7235^{\circ}E$ και βρίσκεται 10 km από τη βόρεια ακτή της Σάμου. Εκτός όμως του κύριου σεισμού παρατηρήθηκαν και αρκετοί μετασεισμοί για το διάστημα από 30/10/2020 έως 08/11/2020 και συνολικά ανιχνεύθηκαν 232 γεγονότα από την σεισμική ακολουθία της Σάμου του 2020. Ανατολικά από το επίκεντρο του κύριου σεισμού έλαβε χώρα ένα πυκνό σύμπλεγμα από μετασεισμούς με μεγέθη $M_w \geq 4.5$. Στα δυτικά σε μια έκταση 20 km από το επίκεντρο του κύριου σεισμού παρατηρούνται ελάχιστοι ή και καθόλου σεισμοί. Τέλος, στο πιο δυτικό τμήμα του νησιού παρουσιάζεται μια σημαντική σεισμική ακολουθία, ενώ άλλες δυο συγκεντρώσεις (clusters) βρέθηκαν στο ανατολικό άκρο της Σάμου και στο βόρειο τμήμα της Ικαρίας.

Τα αποτελέσματα της σεισμικής ακολουθίας του σεισμού το 2020 στη Σάμο που καταγράφηκαν, ήταν ένα μικρής κλίμακας τσουνάμικαθώς και σημαντικές δομικές-οικοδομικές καταστροφές στα κτήρια του νησιού(εικόνα 5.3) (Καπετανιδισetal.,2020).



Εικόνα 5.3:Απεικονίζονται οι καταστροφές που συνέβησαν στο Βαθύ στη Σάμο (Καπετανιδισetal., 2020)



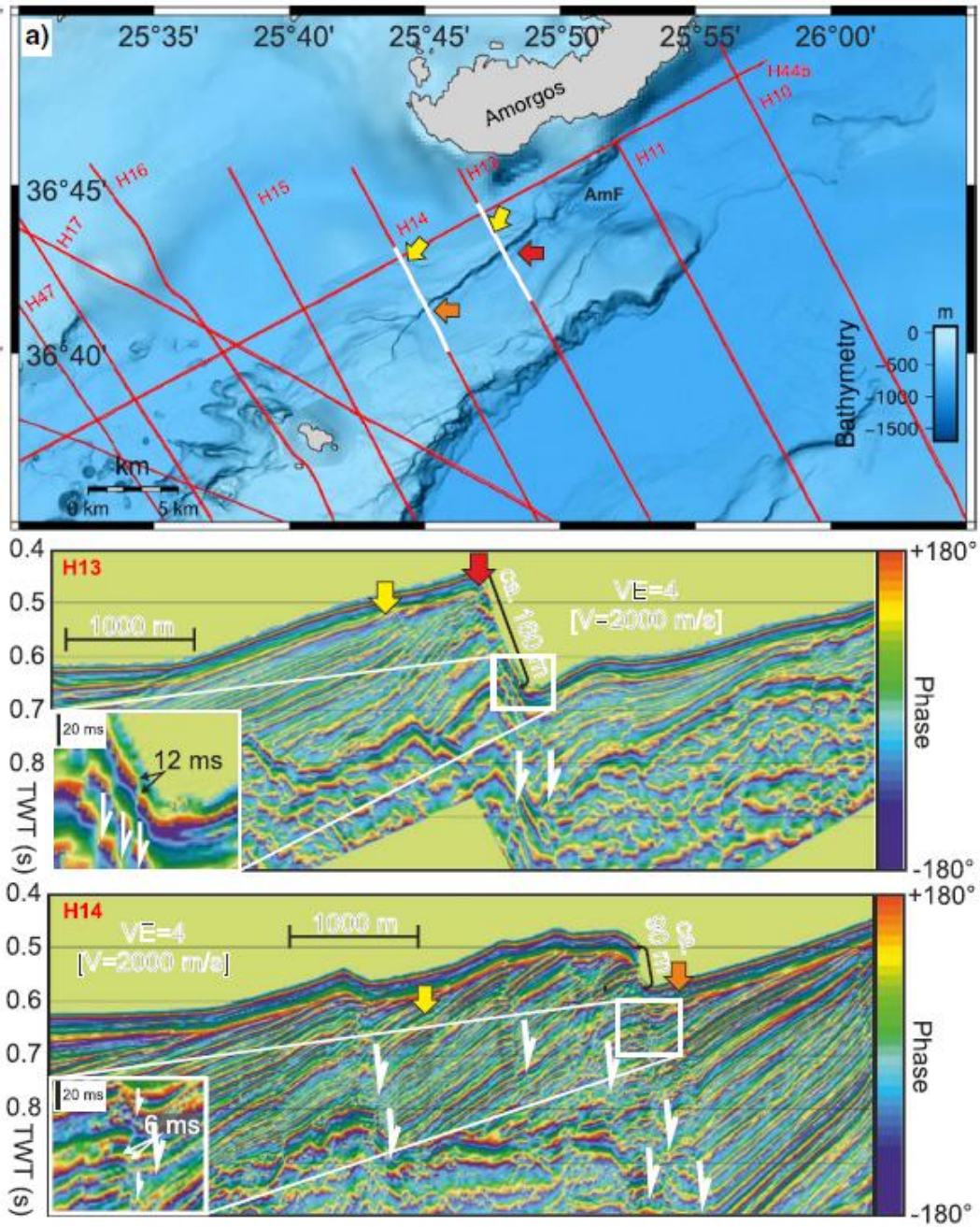
Εικόνα 5.4:Μορφοτεκτονικός χάρτης του νησιού Σάμου και της λεκάνης της Σάμου (Νομικούεταλ., 2021)

5.2.1.4 Σεισμός στη νήσο Αμοργό, 9 Ιουλίου 1956

Ο σεισμός του 1956 και ρήγμα της Αμοργού (AmF)

Ο σεισμός που έλαβε χώρα μεταξύ της Σαντορίνης και της Αμοργού στις 9/7/1956 θεωρείται ο μεγαλύτερος σεισμός του 20^{ου} αιώνα στην Ελλάδα ($M_s = 7.4$, $M_w = 7.1$). Το επίκεντρο του σεισμού έχει τοποθετηθεί σε διάφορες θέσεις από διάφορους ερευνητές στη γενική περιοχή νοτιοδυτικά της Αμοργού στα 25-45km βάθος. Ο σεισμός ακολουθήθηκε από ένα σημαντικό αλλά τοπικό τσουνάμι, ενώ στη συνέχεια μετά από 13 λεπτά ακολούθησε ένας δεύτερος σεισμός, του οποίου το υπόκεντρο τοποθετείται στο μέτωπο υποβύθισης κάτω από την Ανάφη. Η επιμήκης απόκρημνη πλαγιά κατά μήκος της νοτιανατολικής ακτής της Αμοργού έχει σχηματιστεί από ένα μεγάλης κλίμακας κανονικό ρήγμα, με κατακόρυφο άλμα μεγαλύτερο από 1200m από την κορυφή της πλαγιάς έως τον πυθμένα της θάλασσας στην παρακείμενη λεκάνη της Αμοργού (**Hoofdetal., 2017**).

Με βάση την έρευνα των **Nomikouetal., 2018**, έχει γίνει λεπτομερής ανάλυση για το επίπεδο του ρήγματος της Αμοργού (AmF) (εικόνα 5.5). Η ανάλυση αυτή επέτρεψε να προσδιοριστεί μια μετατόπιση 8-10m (11-13 ms TWT στον πυθμένα) στη βάση της πλαγιάς του ρήγματος (faultscarp) στη γραμμή H13 που θα μπορούσε να αντιπροσωπεύει το άλμα που προέκυψε από την ενεργοποίηση του ρήγματος με το σεισμό του 1956. Η μετατόπιση αυτή που περιγράφεται παραπάνω δεν παρατηρήθηκε στα υπόλοιπα ρήγματα της περιοχής και το μέγεθος της είναι συμβατό με το μέγεθος του σεισμού του 1956. Λίγα χιλιόμετρα ΝΔ (σεισμική γραμμή H14) η πλαγιά του ρήγματος είναι μόλις 90 m αντί 160 m. Η επιφανειακή μετατόπιση του ρήγματος καλύπτεται από λεπτά ιζήματα, ωστόσο, η μετατόπιση του ρήγματος μπορεί να μετρηθεί εντός των ιζημάτων (5-7 ms). Η μείωση της μετατόπισης του προς τα ΝΔ υποδηλώνει μια αυξανόμενη μετατόπιση της σεισμικής γραμμής προς το επίκεντρο του σεισμού, η οποία είναι σύμφωνη με τη μείωση της πλαγιάς του ρήγματος (faultscarp).



Εικόνα 5.5: Στιγμαίειες φάσεις των σεισμικών γραμμών H13 και H14 που δείχνουν την μετατόπιση του δυτικού άκρου του ρήγματος της Αμοργού (AmF) με 12 ms και 6 ms αντίστοιχα πιθανώς προκαλούμενη από το σεισμό του 1956 (Nomikouetal., 2018)

5.2.1.5 Σεισμοί στη λεκάνη της Σκύρου

Όσον αφορά τη σεισμικότητα στη λεκάνη της Σκύρου, δεν υπάρχουν πολλά καταγεγραμμένα γεγονότα πριν το 1960, ενώ αυτά που υπάρχουν για τη μετέπειτα εποχή είναι περιορισμένα. Συγκεκριμένα έχουν γίνει 10 καταγραφές σεισμών μεγέθους ≥ 5.4 , οι οποίοι έχουν λάβει χώρα στη λεκάνη καθώς και στις γύρω περιοχές. Καταστροφικοί σεισμοί οι οποίοι πιθανώς έγιναν μέσα στη λεκάνη της Σκύρου και τις γειτονικές περιοχές αποτελούν αυτοί της 4^{ης} Μαρτίου του 1967 (μεγέθους 6.2 σύμφωνα με τους KiratziandLouvari, ή μεγέθους 6.6 σύμφωνα με τους ParazachosandParazachou, 1997). Αυτός της 19^{ης} Φεβρουαρίου του 1968 μεγέθους 7.1, με το επίκεντρο να είναι κοντά στον Άγιο Ευστράτιο (PavlidessandTranos, 1991) καθώς και εκείνος της 19^{ης} Δεκεμβρίου του 1981 μεγέθους 6.8 σύμφωνα με τους Kiratzietal., 1991 ή μεγέθους 7.2 με βάση τους ParazachosandParazachou, 1997, έλαβαν χώρα κατά μήκος του ανατολικού τμήματος της λεκάνης της Σκύρου. Ο τελευταίος σεισμός προκάλεσε μεγάλες ζημιές στα χωριά Ίππειο και Πάμφιλα στη Λέσβο ενώ παρατηρήθηκε μικρότερη καταστροφή στη λεκάνη της Σκύρου. Ο μηχανισμός γένεσης και οι ισοσεισμικές γραμμές με διεύθυνση βόρειοανατολικά-νότιοδυτικά υποστηρίζουν ότι ενεργοποιήθηκε το ρήγμα στο νότιο περιθώριο της λεκάνης της Σκύρου. Ακόμα τρία ισχυρά γεγονότα έλαβαν χώρα μέσα σε διάστημα 10 ημερών, το οποίο ακολούθησε έπειτα από το σεισμό της 19^{ης} Δεκεμβρίου, με τα δυο γεγονότα να συμβαίνουν στις 27 Δεκεμβρίου μεγέθους 6.3, κατά μήκος του νοτιοδυτικού άκρου του ρήγματος στο νότιο περιθώριο της λεκάνης και ο τρίτος που συνέβει στις 29 Δεκεμβρίου, μεγέθους 5.8 περίπου 30km νοτιότερα. Το τελευταίο γεγονός δείχνει μεταφορά πίεσης και γεγονότα ενεργοποίησης κατά μήκος της νοτιότερης ρηξιγενούς ζώνης. Το γεγονός του 1968 (μεγέθους 7.1) προκάλεσε σοβαρή καταστροφή στο νησάκι του Αγίου Ευστράτιου με 20 θανάτους και προκάλεσε ένα μικρό τσουνάμι, το οποίο καταγράφηκε στη Λήμνο. Ο μηχανισμός γένεσης και τα μακροσεισμικά δεδομένα βασιζόμενα σε elongated ισοσεισμικές (isoseismals) απέδειξαν ότι ο σεισμός έγινε σε ένα δεξιόστροφο ρήγμα οριζόντιας ολίσθησης (strikeslip) με διεύθυνση κίνησης βόρειοανατολικά-νοτιοδυτικά. Στις 26 Ιουλίου του 2001 καταγράφηκε ένας σεισμός στις ακτές του νησιού μεγέθους 6.4 και βάθους 13 km, μερικά km βορειοδυτικά της Σκύρου. Ο σεισμός έλαβε χώρα σε ένα αριστερόστροφο ΒΔ-ΝΑ κανονικό ρήγμα το οποίο βρίσκεται παράλληλα στην ακτή του νησιού (Papanikolaouetal., 2019).

Ο σεισμός του 2001 (μεγέθους 6.4) που όπως αναφέρθηκε συνέβη σε ένα αριστερόστροφο υποθαλάσσιο ΒΔ-ΝΑ κανονικό ρήγμα, λίγα χιλιόμετρα μακριά από την λεκάνη της Σκύρου, αποτέλεσε τον πρώτο σεισμό με τέτοιο μηχανισμό γένεσης ο οποίος ενεργοποίησε ένα ρήγμα διεύθυνσης βορειοδυτικά-νοτιοανατολικά το οποίο καταγράφηκε στο Βόρειο Αιγαίο, αποδεικνύοντας ότι τέτοιου είδους ρήγματα είναι επίσης ενεργά στην περιοχή αυτή. Άλλα τέσσερα παρόμοια ρήγματα παράλληλα στη διεύθυνση βορειοδυτικά-νοτιοανατολικά εντοπίστηκαν ανατολικά της Σκύρου, τα οποία μπορούν να δώσουν σεισμούς με μέγεθος ≥ 7.0 . Η μετάβαση από καθεστώς έκτασης, λόγω της νοτιοδυτικής έλξης της Ελληνικής πλάκας υποβύθισης, σε κίνηση οριζόντιας ολίσθησης (strikeslip motion) κατά μήκος της δυτικής παράταξης (prolongation) του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας στο βόρειο Αιγαίο και οι λεκάνες της Σκύρου είναι ένα χαρακτηριστικό παράδειγμα παγκοσμίως (Papanikolaouetal., 2019).

6. Τσουνάμι

Στο συγκεκριμένο κεφάλαιο αναλύεται ένας άλλος γεωκίνδυνος, αυτός των τσουνάμι. Παρουσιάζονται τα χαρακτηριστικά τους και στην συνέχεια γίνεται εκτενής αναφορά για τα κυριότερα τσουνάμι που σημειώθηκαν στο χώρο του Αιγαίου.

Το τσουνάμι αποτελεί μια σειρά κυμάτων με μεγάλη περίοδο και μεγάλο μήκος κύματος το οποίο προκαλείται από μια απότομη παραμόρφωση του πυθμένα της θάλασσας ή από κάποια άλλη ξαφνική αναταραχή του νερού. Η ενέργεια που προκαλείται από μια τέτοια αναταραχή μεταφέρεται στη μάζα του νερού και οδηγεί σε αλλαγή του επιπέδου της στάθμης της θάλασσας στο σημείο όπου ξεκίνησε η αναταραχή. Οι υποθαλάσσιοι ή ακομα και παράκτιοι σεισμοί, οι ηφαιστειακές εκρήξεις, και οι κατολισθήσεις, είναι πηγές οι οποίες μπορεί να προκαλέσουν τσουνάμι. Ακόμα και οι μετεωρίτες μπορούν να θεωρηθούν πηγές για το σχηματισμό τους και δεν θα πρέπει να παραλείπονται. Τα κύματα τσουνάμι διαδίδονται προς όλες τις κατευθύνσεις, με την κύρια διεύθυνση διάδοσης της ενέργειας να ελέγχεται από τις διαστάσεις και τον προσανατολισμό της πηγής. Κατά τη διάδοση τους στα βαθιά νερά τα τσουνάμι προχωρούν ως μια σειρά από κανονικά κύματα βαρύτητας (series of ordinary gravity waves) με την ταχύτητα τους να βασίζεται στο βάθος του νερού. Αυτό έχει σαν αποτέλεσμα τα τσουνάμι να προκαλούν διάβρωση, απόθεση, κατάρρευση πλαγιών καθώς και ζημιές ή και καταστροφές στις παράκτιες περιοχές, στις θαλάσσιες δομές και άλλες εγκαταστάσεις, σε καλλιεργούμενες εκτάσεις και φυσικά περιβάλλοντα (Papadopoulos et al., 2014).

6.1 Τσουνάμι στη Μεσόγειο

Γενικά χαρακτηριστικά

Λόγω των ενεργών γεωδυναμικών διεργασιών στη Μεσόγειο παρατηρείται αυξημένη σεισμικότητα, αντίθετα με τα τσουνάμι που ενώ δεν είναι τόσο συχνά, απειλούν σοβαρά τις κοινότητες κατά μήκος των παράκτιων ζωνών της Μεσογείου. Η δημιουργία τσουνάμι βασίζεται όπως αναφέρθηκε παραπάνω σε ποικίλους παράγοντες (π.χ. σεισμική δραστηριότητα, κατολισθήσεις κ.α.), για αυτό οι συγκεκριμένοι παράγοντες εξετάζονται συνεχώς για την περιοχή της Μεσογείου και τις συσχετιζόμενες θάλασσες (του Μαρμαρά, τη Μαύρη θάλασσα, κ.α.), προκειμένου να παραχθεί το γεωλογικό και γεωδυναμικό πλαίσιο κάτω από το οποίο σχηματίζεται τσουνάμι (Papadopoulos et al., 2014). Δύο από τα μεγαλύτερα τσουνάμι που καταγράφηκαν στην περιοχή σχετίζονται με εκρήξεις στο ηφαιστειακό σύμπλεγμα της Θήρας, τα οποία ήταν: το τσουνάμι του 17^{ου} αιώνα που προκλήθηκε από τη Μινωική έκρηξη και αυτό που ακολούθησε την έκρηξη του 1650 μ.Χ. στο Κολούμπο.

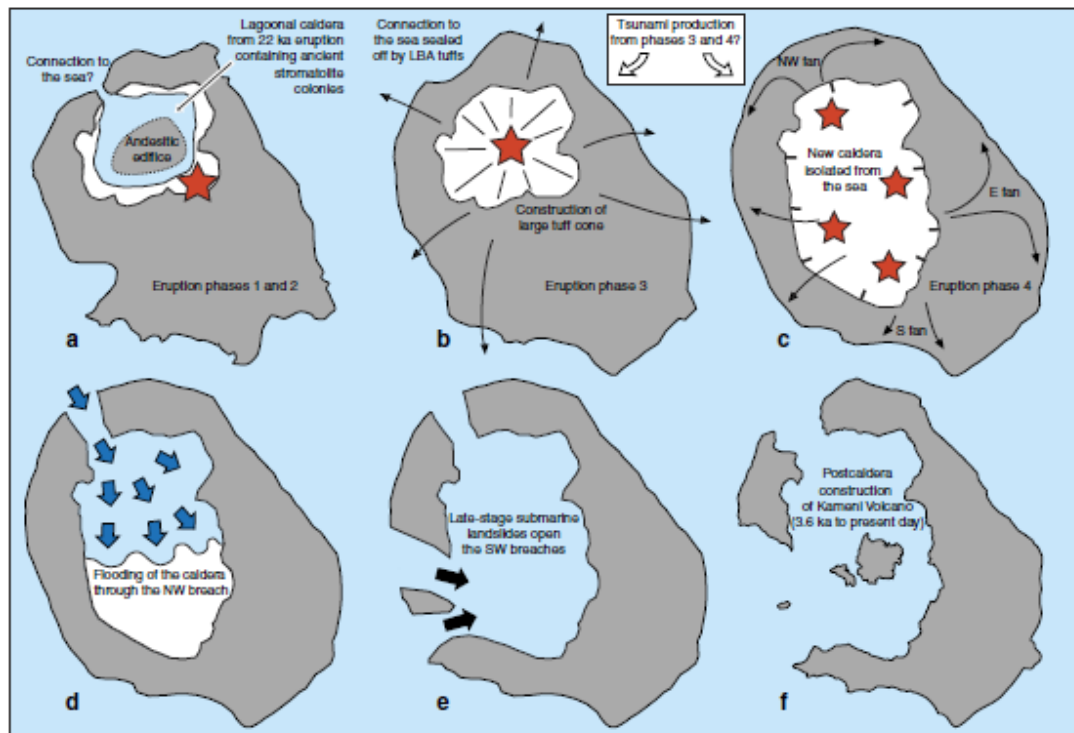
6.2 Τσουνάμι Σαντορίνης

Εισαγωγή

Διάφοροι ερευνητές αναφέρονται στο Μινωικό τσουνάμι σαν ένα τεράστιο και καταστροφικό φαινόμενο το οποίο κατέστρεψε τις παράκτιες περιοχές της Ανατολικής Μεσογείου κυρίως στη βόρεια ακτή της Κρήτης, πράγμα το οποίο θεωρήθηκε ότι οδήγησε στην παρακμή του Μινωικού πολιτισμού (το οποίο σύμφωνα με νεότερες έρευνες μπορεί να μην είχε τόσο μεγάλο αντίκτυπο στην παρακμή του). Αποθέσεις που προήλθαν από το Μινωικό τσουνάμι του 17^{ου} αιώνα έχουν αναφερθεί και μελετηθεί κατά μήκος της ακτογραμμής του Αιγαίου και της Ανατολικής Μεσογείου (Marinatos 1939; Galanopoulos 1960; Ambraseys; 1962; Papadopoulos&Chalkis 1984; McCoy&Heiken 2000; Minoura*et al.*, 2000; McCoy*et al.*, 2001 Guidoboni&Comastri 2005; Bruin*et al.*, 2008; Goodman-Tchernov*et al.*, 2009; Papadopoulos 2009; Papadopoulos*et al.*, 2010; DeMartini*et al.*, 2010). Οι Minoura*et al.*, (2000), McCoy*et al.*, (2000) και Bruin*et al.*, (2008) υποθέτουν ότι ένα κύμα ύψους 17 m προσέκρουσε κατά μήκος της βόρειας ακτογραμμής της Κρήτης, ενώ οι Yokoyama (1978) και Kastens&Cita (1981) χρησιμοποίησαν παράκτιους δείκτες με τους οποίους βρέθηκαν αποθέσεις τσουνάμικαι έγινε εκτίμηση πιθανού ύψους κύματος κοντά στη Θήρα, την Ανατολική Μεσόγειο και το Ιόνιο Πέλαγος. Πρόσφατα οι Novikona*et al.*, (2011), προσωμοίωσαν τα πιθανά τσουνάμι από τη Μινωική έκρηξη χρησιμοποιώντας δύο μηχανισμούς δημιουργίας τσουνάμι. Ο πρώτος περιλαμβάνει την είσοδο πυροκλαστικών ροών στη θάλασσα, υποθέτοντας μια παχιά ροή (55m, 30 km³), η οποία εισήλθε κατά μήκος της νότιας ακτής της Θήρας με κατεύθυνση προς την Βόρεια Κρήτη, ενώ ο δεύτερος μηχανισμός υποθέτει κατάρρευση καλδέρας, διαστάσεων 19km³ και 34 km³. Το υπολογιζόμενο παράκτιο κύμα είχε ύψος με εύρος από μερικά m έως 28 m, κατά μήκος της ακτογραμμής της Κρήτης, από τις πυροκλαστικές ροές και μέχρι 19 m από την κατάρρευση της καλδέρας (Nomikou*et al.*, 2016).

Γένεση του τσουνάμι της Σαντορίνης από πυροκλαστικές ροές

Πολλαπλές και μαζικές πυροκλαστικές ροές δημιουργήθηκαν κατά τη διάρκεια της δεύτερης και τρίτης φάσης της Μινωικής έκρηξης και εξαπλώθηκαν σε μεγάλες αποστάσεις στο θαλάσσιο χώρο γύρω από τη Σαντορίνη. Το ενδεχόμενο να δημιουργηθεί τσουνάμι από την είσοδο μιας πυροκλαστικής ροής στον ωκεάνιο χώρο έχει αποδειχθεί και περιγραφεί κατά τη διάρκεια αρκετών ιστορικών εκρήξεων. Για παράδειγμα οι πυροκλαστικές ροές από την έκρηξη του Krakatau το 1883 δημιούργησαν τσουνάμι ύψους έως 30 m. Παρόμοιες διεργασίες δημιούργησαν τσουνάμιες 4 m κατά τις εκρήξεις του Montserrat 1997 και 2003. Σύμφωνα με τους Nomikou et al., (2011), τα τσουνάμι που οφείλονται στην είσοδο πυροκλαστικών ροών στη θάλασσα μπορούν να δημιουργηθούν με τρεις μηχανισμούς: **1)** από την αλληλεπίδραση φρεατομαγματικών εκρήξεων με θαλασσινό νερό, **2)** από είσοδο της πυροκλαστικής ροής στη θάλασσα, **3)** από διατμητικές τάσεις. Ο πρώτος από τους 3 μηχανισμούς προσφέρει τη μεγαλύτερη ενέργεια και έχει τις μεγαλύτερες πιθανότητες να δημιουργήσει τσουνάμι. Όταν μια πυροκλαστική ροή εισέρχεται στη θάλασσα έχει την πιθανότητα να προσλάβει νερό και να δημιουργήσει μια ροή κορημάτων (debrisflow). Γι' αυτό το λόγο οι πυροκλαστικές ροές που προκλήθηκαν από τη Μινωική έκρηξη είχαν μεγάλες πιθανότητες να οδηγήσουν στη δημιουργία τσουνάμι. Είναι λογικό να υποθέσουμε ότι το τσουνάμι που δημιουργήθηκε από τις πυροκλαστικές ροές εξαπλωνόταν ισότιμα προς όλες τις κατευθύνσεις. Ο συνολικός όγκος των πυροκλαστικών αποθέσεων στον πυθμένα κοντά στο ηφαιστειακό κέντρο της Σαντορίνης υπολογίστηκε στα 54.5 km³ (Nomikou et al., 2016).



Εικόνα 6.1: Στάδια δημιουργίας καλδέρας από τη Μινωική έκρηξη και πιθανότητα γένεσης τσουνάμι λόγω εισχώρησης πυροκλαστικών ροών στη θάλασσα (Nomikou et al., 2016)

6.3 ΤσουνάμιΚολούμπο 1650 μ.Χ.

Το ηφαιστειακό σύμπλεγμα Κολούμπο αποτελείται κυρίως από κάθετα στρωματοποιημένες ηφαιστειακές ενότητες με όγκο 13-22 km³ (Hübscheretal., 2015). Ηφαιστειακές αποθέσεις που συνδέονται με την έκρηξη του 1650 καλύπτουν μια έκταση 446 km² γύρω από τον κρατήρα (Fuller, 2015), με ελάχιστο όγκο ~5 km³ (Nomikouetal., 2012; Hübscheretal., 2015). Μέσα από εξερεύνηση με τη χρήση του ROV, παρατηρείται ότι τα τοιχώματα στα βόρεια και νότια τμήματα του κώνου υπάρχουν παχιές αποθέσεις πυροκλαστικών ροών (Nomikouetal., 2012, 2014). Οι στρωματοποιημένες δομές των πυροκλαστικών αποθέσεων υποδεινύουν πολλαπλές εκρήξεις και καταπτώσεις οι οποίες οδήγησαν στο σχηματισμό μιας δομής 1700 m, με 500 m βάθος κρατήρα (Nomikouetal., 2012, 2014; Cantneretal., 2014). Οι απομακρυσμένες αποθέσεις συγκεντρώνονται σε λεκάνες σε απόσταση μέχρι 19 km από τον κρατήρα και σε αυτές παρατηρείται διασταυρούμενη στρώση (Fuller, 2015). Αυτές οι αποθέσεις τοποθετήθηκαν λόγω της ροής ιζημάτων τα οποία προέκυψαν λόγω της υποθαλάσσιας κατάρρευσης της εκρηκτικής στήλης και με τη βοήθεια της βαρύτητας οδήγησαν στον σχηματισμό στρωμάτων πυροκλαστικής ροής (Ulvrovaetal.,[2016](#)).

Μηχανισμοί δημιουργίας του τσουνάμι από την έκρηξη του 1650 μ.Χ.

Η ηφαιτειότητα η οποία έχει λάβει χώρα σε ρηχά νερά προκάλεσε μικρής κλίμακας τσουνάμι κατά τη διάρκεια διάφορων ιστορικών εκρήξεων. Μικρά κύματα είναι πιθανό να προέκυψαν από τη σταδιακή ανάδυση του Κολούμπο το 1650 μ.Χ. όταν εκρήξεις έφτασαν στην επιφάνεια (breachedthesurface) οι οποίες όμως πιθανώς να ήταν μικρού μεγέθους. Η δημιουργία των πιο ενεργητικών (energetic) τσουνάμι στο Κολούμπο φαίνεται να συμπίπτει με την αποκορύφωση της έκρηξης η οποία συνέβη 27-30 Σεπτεμβρίου, όταν παράχθηκαν πυροκλαστικά ρεύματα βαρύτητας και εκρηκτικές στήλες με βάση τις ιστορικές καταγραφές και τη στρωματογραφία των υποθαλάσσιων αποθέσεων. Επειδή οι εκρηκτικές στήλες ήταν ικανές να μεταφέρουν τέφρα στην Τουρκία αυξάνεται η πιθανότητα να προκλήθηκε κατάπτωση της εκρηκτικής στήλης. Η είσοδος υλικού από την κατάρρευση της στήλης μέσα στη θάλασσα αποτελεί έναν σημαντικό μηχανισμό δημιουργίας τσουνάμι, ένα από τα κυριότερα που έπληξαν τις ακτές της Σαντορίνης και τα γειτονικά νησιά. Οι WattsandWaythomas (2003) παρουσίασαν μια αναλυτική θεωρητική ανάλυση για τη δημιουργία τσουνάμι κατά τη διάρκεια μιας πυροκλαστικής ροής η οποία αποτίθεται στη θάλασσα. Αναγνώρισαν 5 μηχανισμούς δημιουργίας τσουνάμι, οι οποίοι είναι πιθανό να δρουν κατά τη διάρκεια της αλληλεπίδρασης του νερού με την πυροκλαστική ροή. Αυτοί περιλαμβάνουν steamexplosions, υποθαλάσσια κυκλοφορία από πυκνά στρώματα πυροκλαστικής ροής, πίεση από ένα λιγότερο πυκνό τμήμα ροής στην επιφάνεια της θάλασσας και πίεση από πυκνούς κλάστες που προσκύπτουν στην επιφάνεια της θάλασσας. Από αυτούς τους μηχανισμούς ο πιο σημαντικός αποτέλεσε αυτός της εισόδου μια πυκνής πυροκλαστικής ροής μέσα στο νερό.

Άλλος ένας πιθανός μηχανισμός δημιουργίας του τσουνάμι κατά τη διάρκεια της έκρηξης του 1650, ήταν ο σχηματισμός υποθαλάσσιας καλδέρας λόγω της κατάρρευσης του οικοδομήματος, καθώς το μάγμα ανέβαινε από το μαγματικό θάλαμο προς τα πάνω. Ο ρυθμός και η γεωμετρία της κατάπτωσης της καλδέρας δεν έχει κατανοηθεί πλήρως, αφού δεν υπάρχουν παρατηρήσεις που να μελετούν αυτή τη διαδικασία, παρά μόνο την μορφολογία μετά την έκρηξη. Το μέγεθος του κρατήρα του Κολούμπο είναι αρκετά μικτό σε σχέση με άλλους κρατήρες που προκύπτουν από κατάρρευση καλδέρας, και η τρέχουσα διμόρφωση αντικατοπτρίζει ένα κρατήρα που αναπτύχθηκε γύρω από ένα ενεργό υδροθερμικό σύστημα (activeventsites) (Nomikouetal.,2012).

6.4 Τσουνάμι Αμοργού 9 Ιουλίου 1956

Κατά τη διάρκεια της εκδήλωσης του τσουνάμι στην Αμοργό, τα κύματα κάλυψαν κυρίως την Ελληνική ακτή, το νησί της Αμοργού και άλλα νησιά του Αιγαίου. Μακριά από την περιοχή του epicέντρου του σεισμού του 1956 που προκάλεσε το εν λόγω τσουνάμι, τα κύματα εξασθένησαν γρήγορα, το run-up κύμα έφτασε σε ύψος 2,5 m στην ανατολική ακτή της Κρήτης και μικρότερα πλάτη καταγράφηκαν στις Αιγυπτιακές και Ισραηλινές ακτές. Σύμφωνα με την **Ambraseys (1960)**, στη νοτιοανατολική ακτή της Αμοργού κύματα ύψους έως και 30 m συγκρούστηκαν πάνω σε βραχώδεις γκρεμούς. Σε διαφορετικές τοποθεσίες κοντά στην περιοχή του epicέντρου, τα κύματα προκάλεσαν τα σκάφη να οδηγούνται σε αποβάθρες, τα σπίτια να πλημμυρίζουν και αναφέρθηκε ότι τρία άτομα πνίγηκαν. Οι **Okaletal., [2004]** ανέφεραν μια συστηματική έρευνα σχετικά με τα ύψη του τσουνάμι στα νησιά του Αιγαίου και της ακτής της Μικράς Ασίας (της Τουρκίας), μέσω της συνέντευξης ηλικιωμένων μαρτύρων του τσουνάμι, ακολουθώντας το πρωτόκολλο που συζητήθηκε από τους **Synolakis and Okal (2005)**. Επιβεβαίωσαν μια ενιαία τιμή αναρριχόμενου κύματος 20 m στην Ανατολική Αμοργό, με το μετρημένο run-up κύμα να περιορίζεται στα 8 m στην νήσο Αστυπάλαια και το πολύ 3 m σε άλλες τοποθεσίες (1 m στην τουρκική ακτή). Παρόμοια αποτελέσματα αναφέρθηκαν σε πρόσφατη εργασία του **Camilleri (2006)**. Το τσουνάμι του 1956 που προκλήθηκε από σεισμό στο Αιγαίο ήταν το μεγαλύτερο και πιο καταστροφικό που είχε συμβεί στην Ελλάδα κατά τον εικοστό αιώνα (Stirosetal., 1994). Το 1956, η στάθμη της θάλασσας καταγράφηκε από τη μόνιμη υπηρεσία για τη μέση στάθμη της θάλασσας (Permanent Service for Mean Sea Level) χρησιμοποιώντας έναν μετρητή παλίρροιας τύπου πλωτήρα εγκατεστημένο εντός του λιμανιού Γιάφα (σταθμός CapeYafo). Οι **Goldsmith και Gilboa (1986)** πρότειναν ότι οι ταλαντώσεις της στάθμης του νερού λόγω του τσουνάμι ξεκίνησαν στις 9 Ιουλίου 1956 στις 09:00 τοπική ώρα του Ισραήλ (GMT + 3 ώρες, καθώς το ρολόι στο Ισραήλ προσαρμόστηκε στην θερινή ώρα (DST) κατά τα έτη 1948– 1957 και στη συνέχεια η χρήση του DST ανανεώθηκε το 1990) και διήρκεσε 2 ημέρες. Η χαρακτηριστική περίοδος ήταν 12–15 λεπτά και το μέγιστο ύψος ταλαντώσεων ήταν 28 cm. Σύμφωνα με τον **Ambraseys (1960)**, τόσο οι μετρητές στο Λάκι όσο και στην Σούδα κατέστησαν προσωρινά άχρηστοι λόγω της σεισμικής δόνησης, επομένως, το αρχικό μέρος του παλιρροιογραφήματος λείπει (**Beiseletal.,2009, Okaletal.,2009**).



Εικόνα 6.2: Απεικόνιση του λιμανιού της Αμοργού πριν και μετά από το τσουνάμι που προκάλεσε ο σεισμός του 1956 (<http://magazine.noa.gr/archives/961>)

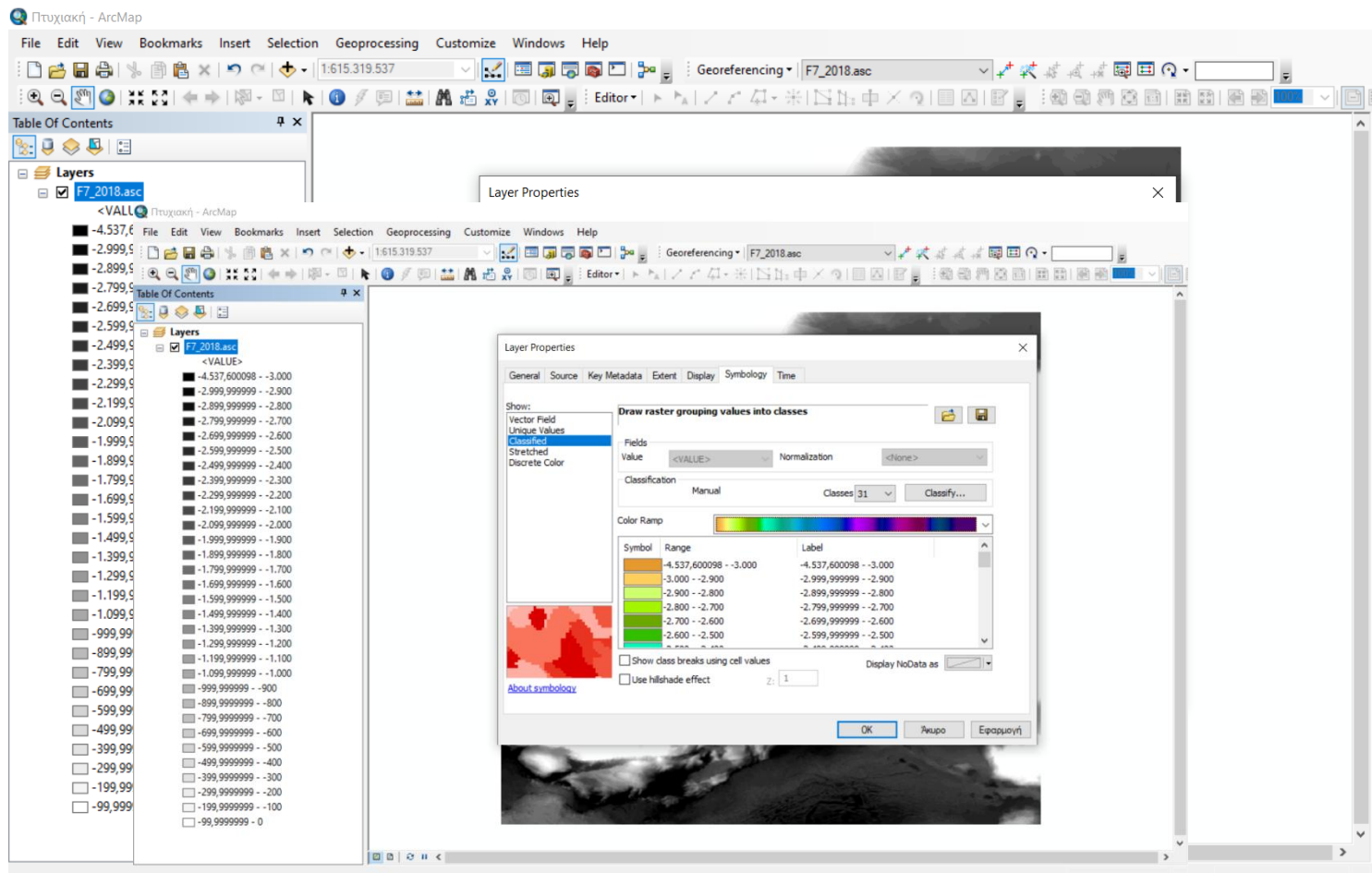
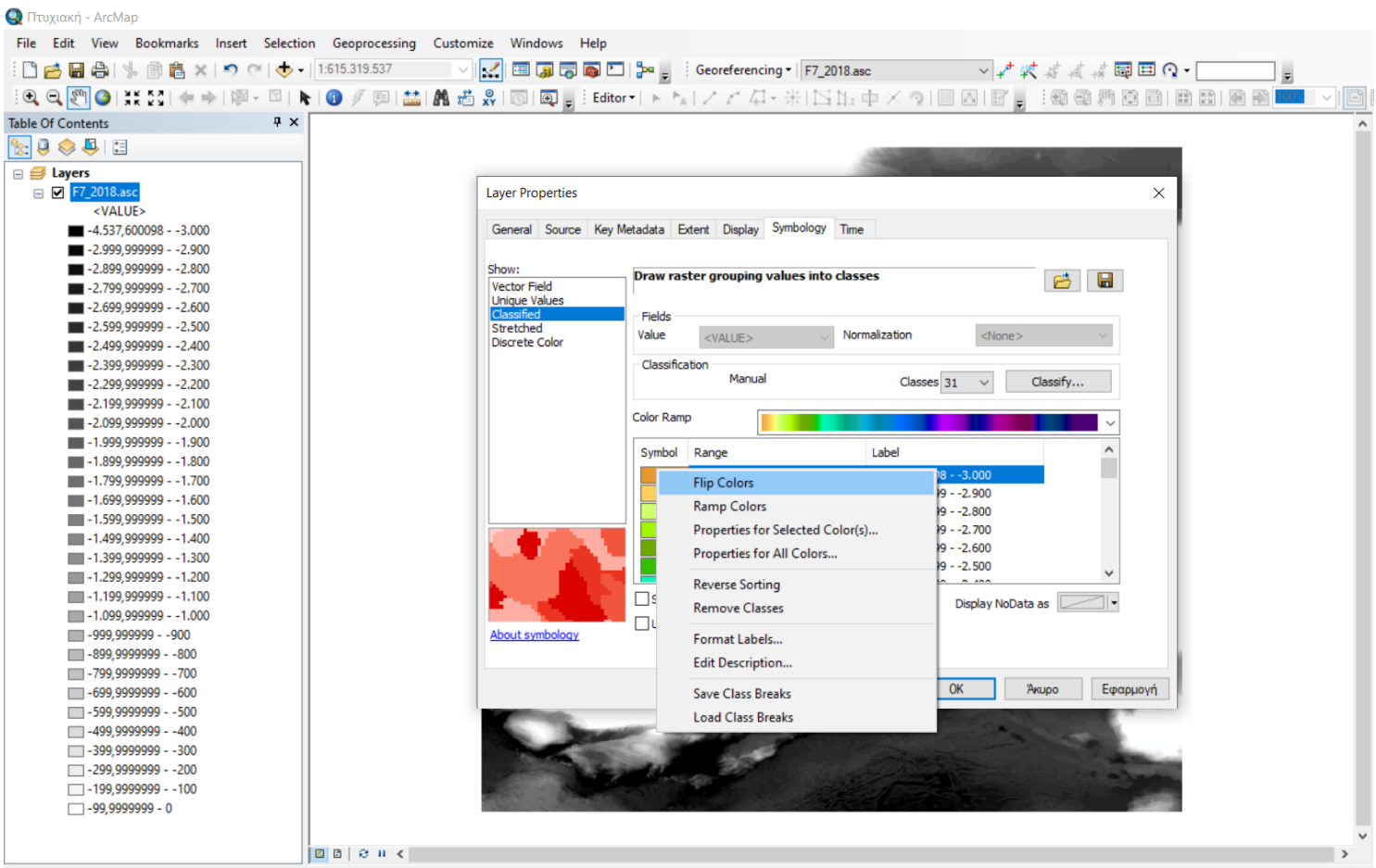
7. Ανάλυση χαρτών

7.1 Εισαγωγικό κομμάτι

Σύμφωνα με την ενεργή γεωδυναμική του Αιγαίου Πελάγους που αναφέρθηκε στα παραπάνω κεφάλαια, κατασκευάσαμε χάρτες οι οποίοι απεικονίζουν τη μορφολογία του Αιγαίου πελάγους. Συγκεκριμένα, χρησιμοποιήσαμε το πρόγραμμα ArcMapGIS, που είναι το κύριο στοιχείο του ArcGIS της εταιρίας ESRI, όπως επίσης και δεδομένα που προήλθαν από το EMODnet. Τα αρχεία αυτά συμπεριλάμβαναν πληροφορίες και δεδομένα για την βαθυμετρία της περιοχής και στην συγκεκριμένη εργασία, την περιοχή του Αιγαίου. Αυτό έγινε ώστε να μπορέσουμε να εντοπίσουμε τα (κύρια) μορφολογικά χαρακτηριστικά του Αιγαίου Πελάγους, τις κύριες γεωτεκτονικές δομές και τέλος τους θαλάσσιους γεωκινδύνους.

7.2 Μεθοδολογία

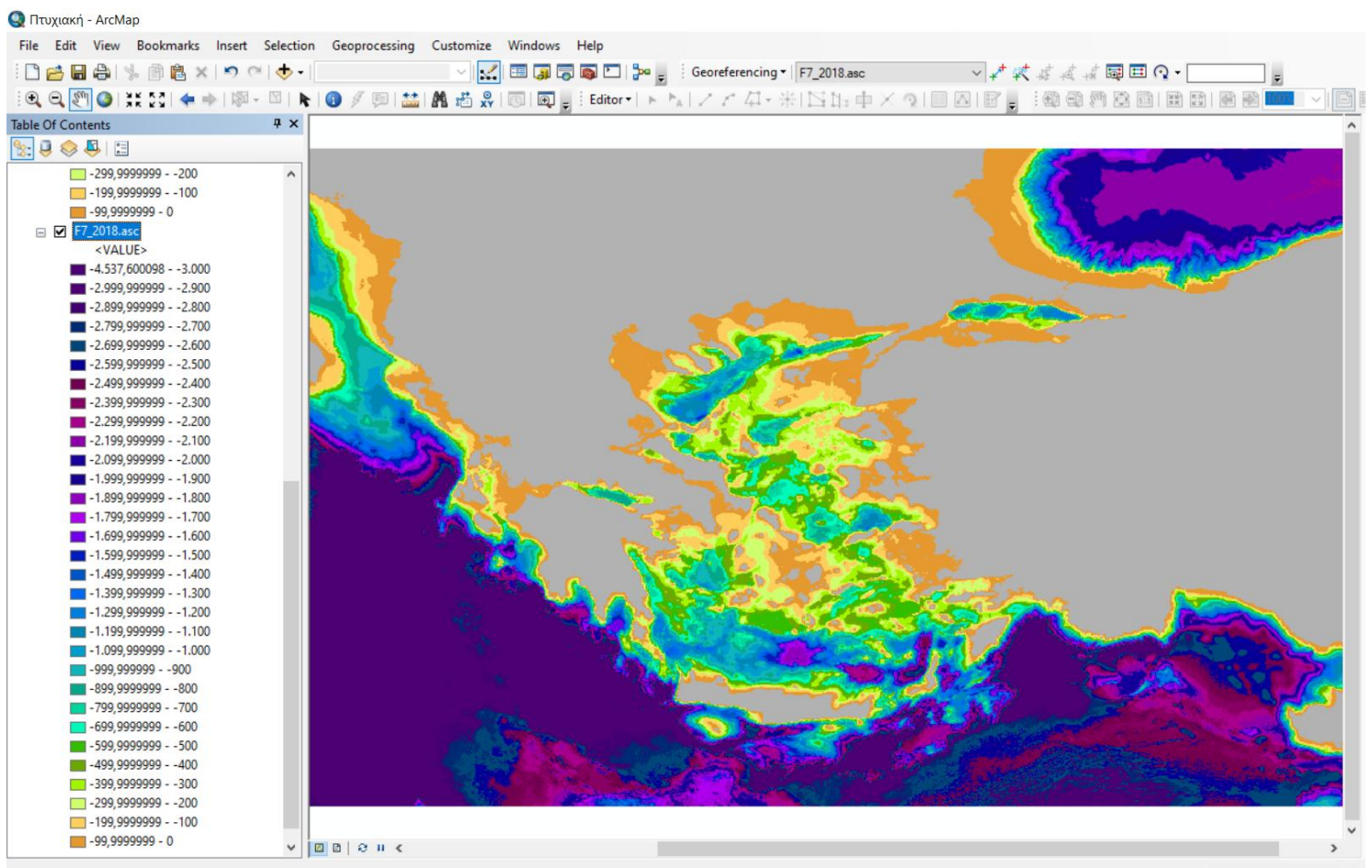
Τα στοιχεία της βαθυμετρίας που λήφθηκαν από το EMODnet για τις περιοχές F6 (Ιόνιο) και F7 (Αιγαίο) με κατάληξη «.asc» εισήχθησαν στο ArcMap. Δημιουργήθηκε ένα raster αρχείο, το οποίο χωρίστηκε σε 31 κλάσεις ανάλογα με τη βαθυμετρία ανά 100 m και στη συνέχεια με βάση αυτό διαμορφώθηκαν οι ισοβαθείς. Αρχικά εισάγουμε την περιοχή του Αιγαίου (F7). Δημιουργήσαμε μία παλέτα χρωμάτων με διαβάθμιση από σκουρόχρωμα χρώματα (αποχρώσεις του μωβ) που αντιπροσωπεύει τα μεγαλύτερα βάθη προς τα ανοιχτόχρωμα (καφέ) τα οποία αντιπροσωπεύουν τα μικρότερα βάθη. Αυτή η χρωματική παλέτα εμφανίζεται και στο υπόμνημα των χαρτών. Με την επιλογή αυτής της παλέτας, εφαρμόζεται η αντίστροφη αντιστοίχιση των χρωμάτων με το βάθος, οπότε για να καταφέρουμε να έχουμε το επιθυμητό αποτέλεσμα της βαθυμετρίας αντιστρέφουμε τα χρώματα (FlipColors).



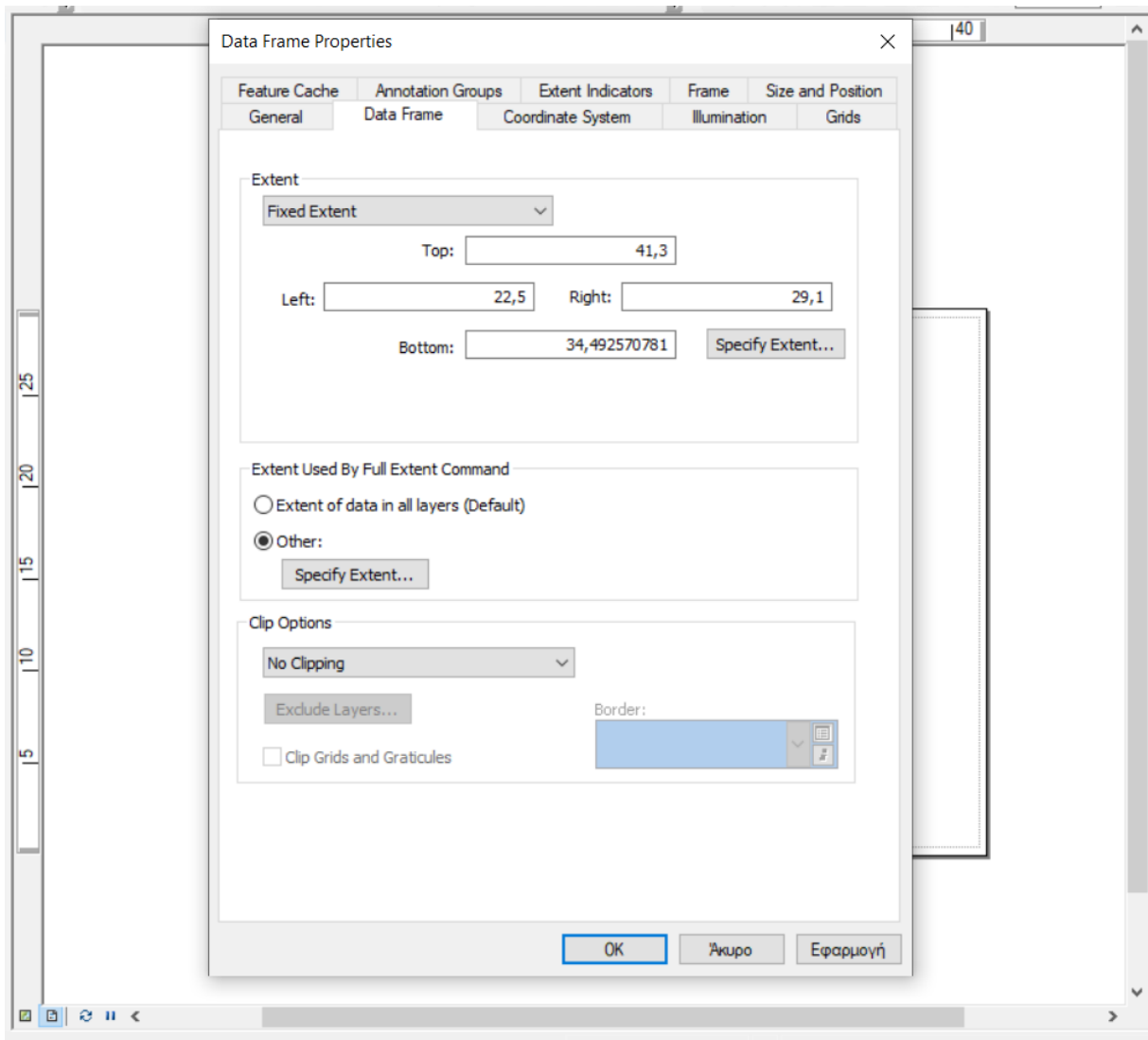
Η διαβάθμιση των χρωμάτων που ξεκινά από τα πιο σκουρόχρωμα, αποχρώσεις του μωβ, που αντιπροσωπεύουν τα μεγαλύτερα βάθη καταλήγουν σε ανοιχτόχρωμα χρώματα, αποχρώσεις του μπλε, τα οποία αντιπροσωπεύουν τα μικρότερα βάθη. Τα σημεία που παρουσιάζονται με γκρι χρώμα (Γκρι 30%), αποτελούν τις χερσαίες περιοχές, η γεωλογία των οποίων δεν αποτελεί αντικείμενο της εν λόγω πτυχιακής, εκτός από τα τμήματα της εξέλιξης του ηφαιστειακού τόξου.

Εισάγουμε και την περιοχή του Ιονίου (F6), και κάνουμε την ίδια ακριβώς διαδικασία με την περιοχή του Αιγαίου.

Έτσι, από την εισαγωγή των δύο περιοχών καταλήγουμε στην παρακάτω εικόνα:

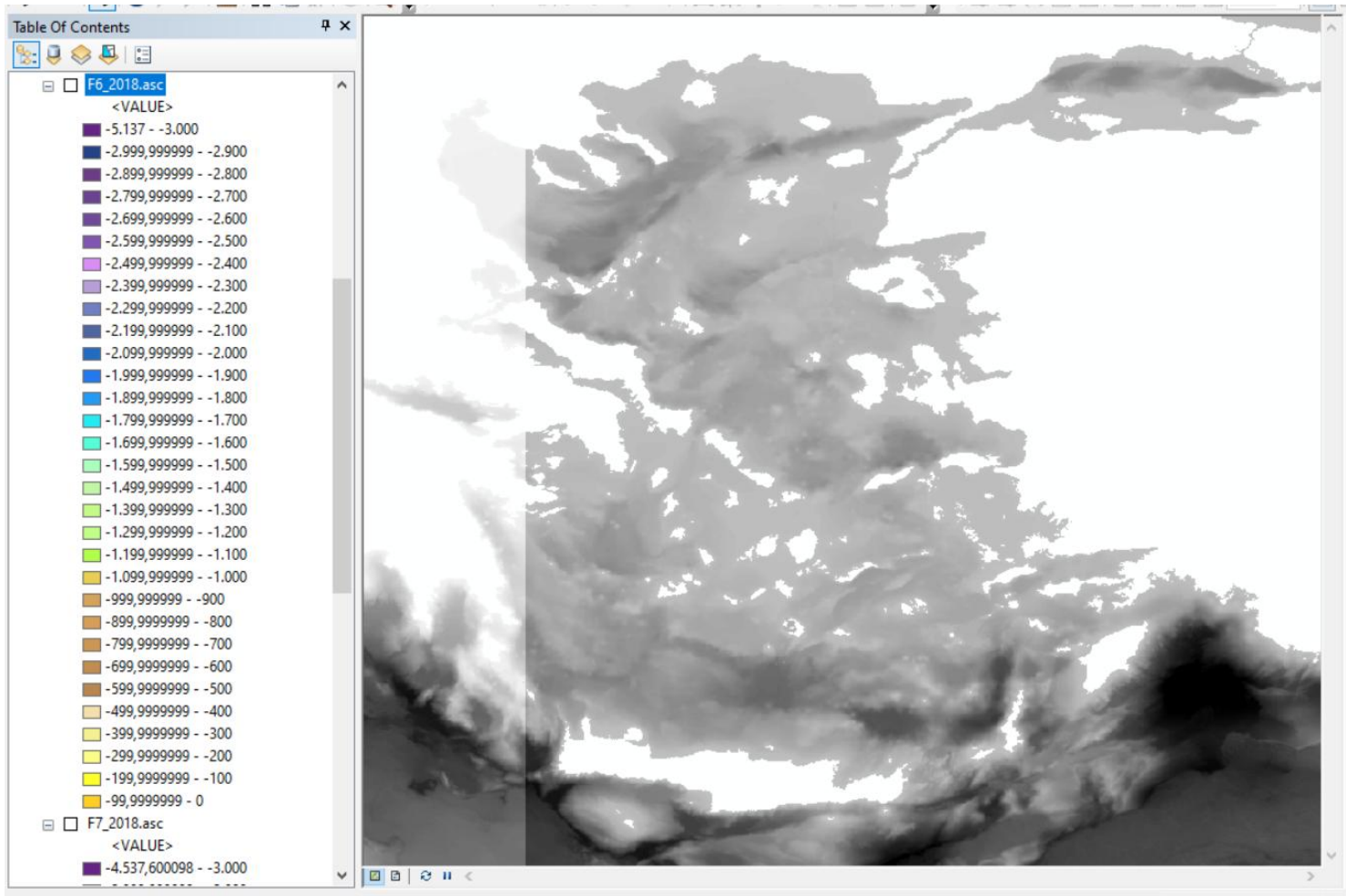


Επειδή η περιοχή μελέτης μας είναι το Αιγαίου ρυθμίζουμε την κλίμακα του χάρτη σε συγκεκριμένα περιθώρια. Από το LayoutView με δεξί κλικ στον χάρτη και έπειτα από το Properties -> Data Frame δηλώσαμε τα παρακάτω περιθώρια:



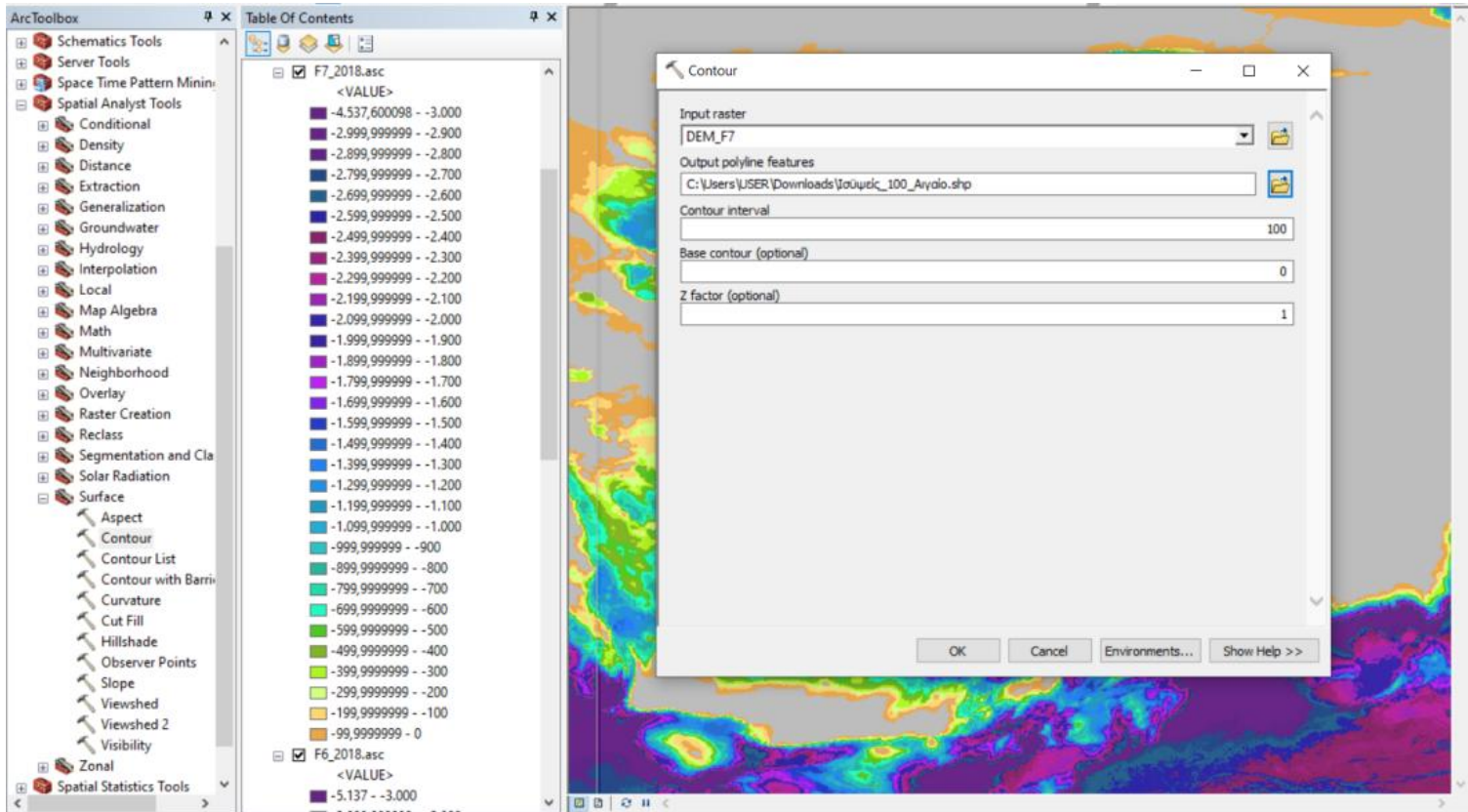
Το επόμενο βήμα ήταν να φτιάξουμε το Ψηφιακό Μοντέλο Αναγλύφου (DEM), και έπειτα την σκίαση του αναγλύφου (Hillshade). Ο όρος DigitalElevationModel / Matrix (DEM) είναι πιο ειδικός και αναφέρεται μόνο στην ψηφιακή αναπαράσταση υψομέτρων(Lietal., 2004)και η σκίαση αυτή είναι ιδιαίτερα χρήσιμη για την παρουσίαση της υψομετρικής πληροφορίας η οποία λαμβάνεται από το μοντέλο (Horn, 1981). [Χαλκιάς, 2015].Στη συγκεκριμένη εργασία επειδή ασχολούμαστε με το θαλάσσιο κομμάτι μέσα από το DEMκαι το Hillshadeμπορούμε να παρουσιάσουμε τη βαθυμετρική πληροφορία του Αιγαίου.

Δημιουργήσαμε το DEM και για τις δύο περιοχές του Αιγαίου και του Ιονίου από την εντολή ASCIItoRaster, το οποίο το βρήκαμε μέσω της εργαλειοθήκης του ArcMap. (Toolbox ->ConversionTools ->ToRaster ->ASCIItoRaster). Οπότεκαιβγάλαμετοπαρακάτωαποτέλεσμα:

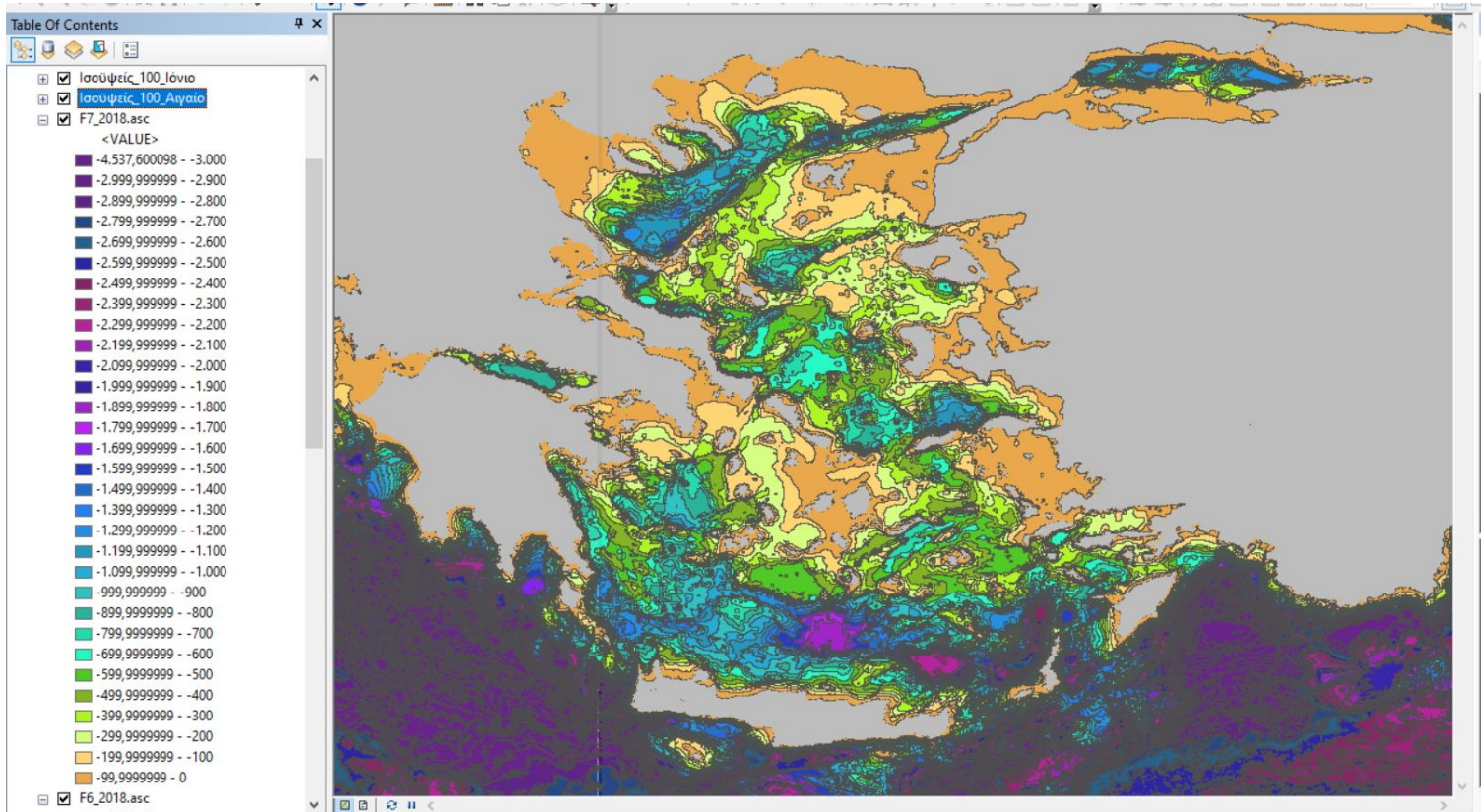


Για την δημιουργία των ισοβαθών καμπυλών ακολουθήθηκε σε κάθε αρχείο DEM, η εξής διαδικασία από την εργαλειοθήκη SpatialAnalyst->Surface->Contours.

Αρχικά για την περιοχή του Αιγαίου (F7) και έπειτα με την ίδια διαδικασία για την περιοχή του Ιονίου (F6), δημιουργήθηκαν οι ισοβαθείς των 100m για την καλύτερη απεικόνιση της βαθυμετρίας και της υποθαλάσσιας μορφολογίας του Αιγαίου.



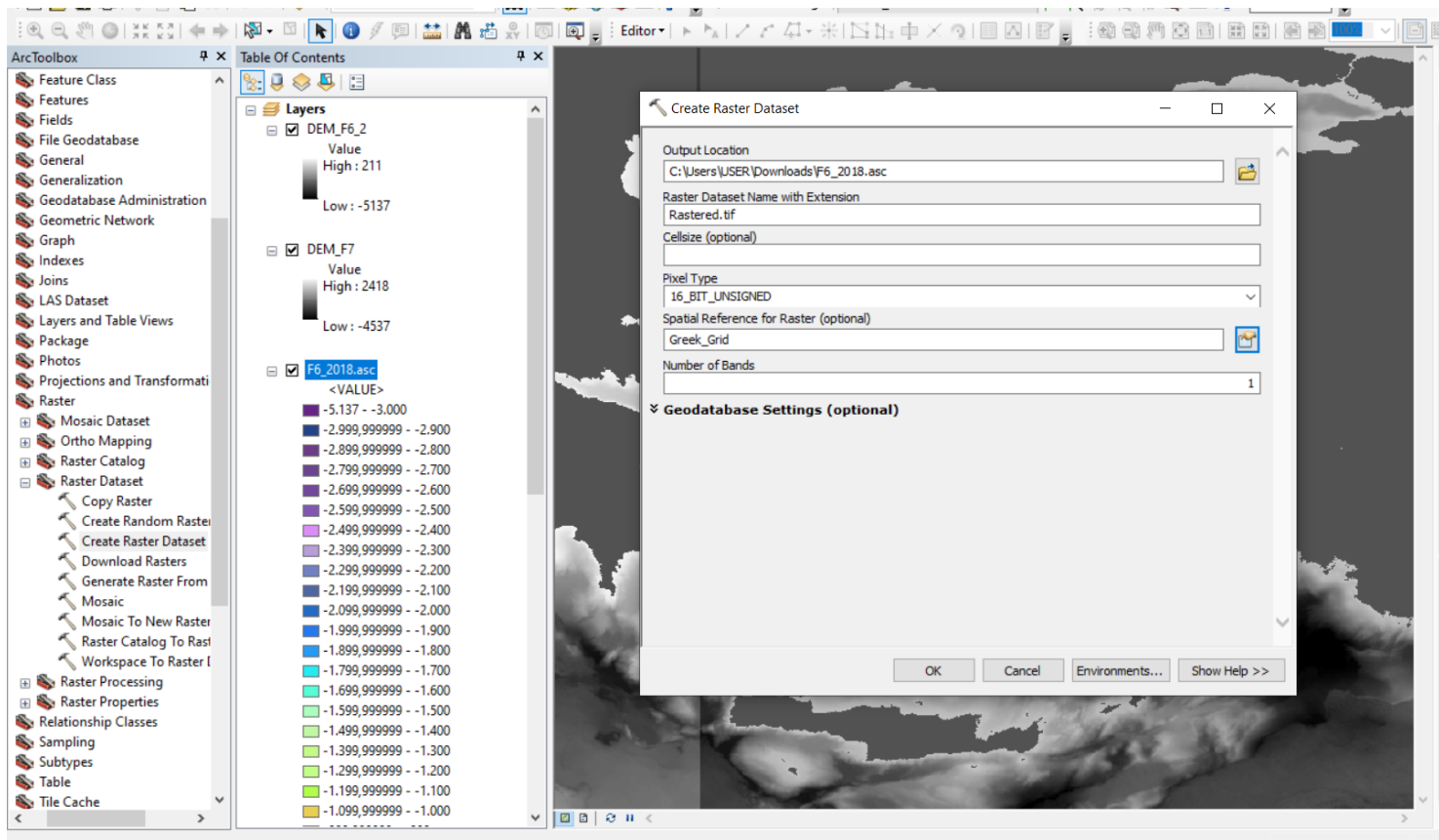
Οπότε το τελικό αποτέλεσμα των ισοβαθών με διαφάνεια 15% και των δύο περιοχών είναι:



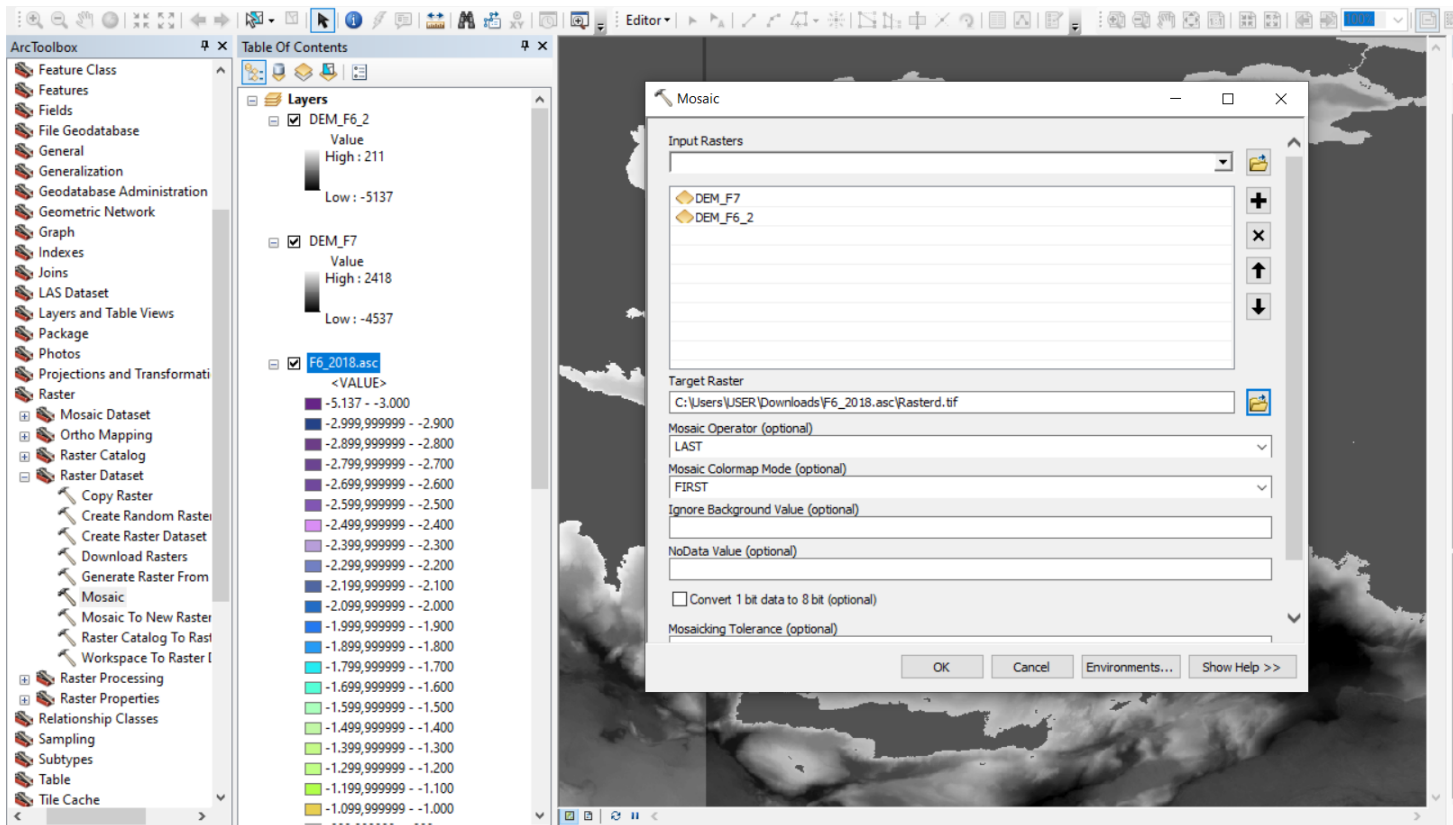
Παρατηρήθηκε η εμφάνιση μιας κάθετης γραμμής μεταξύ των δυο αρχείων F6-F7 στο χάρτη, οπότε ακολουθήθηκε η παρακάτω διαδικασία για την εξάλειψή της:

Από την εργαλειοθήκη (Toolbox) -> Data Management Tools -> Raster -> Raster Dataset -> Create Raster Dataset.

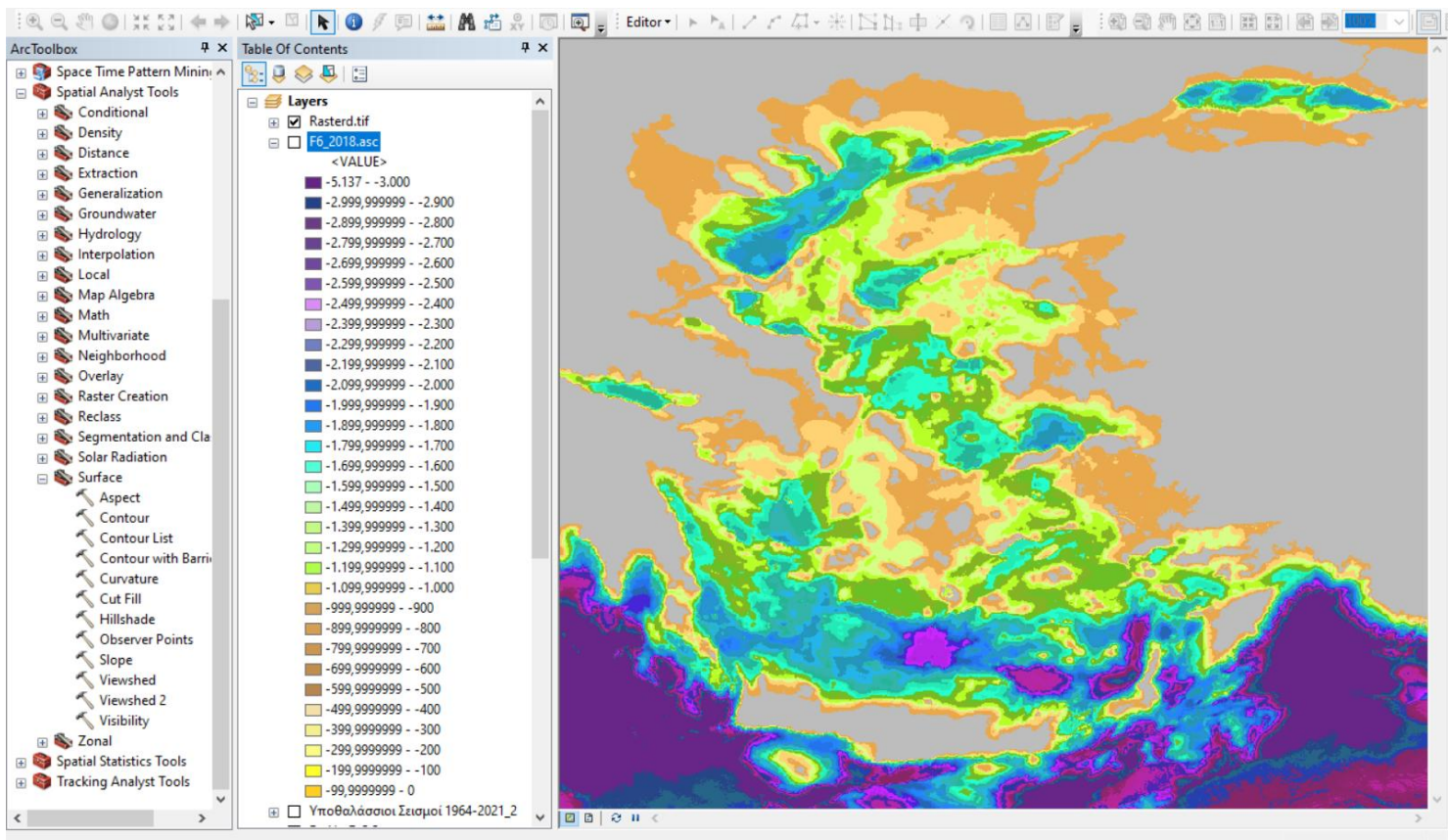
Η παραπάνω γραμμή οφείλει την εμφάνισή της στην σύνθεση δύο ascii αρχείων, δηλαδή την περιοχή F6 και F7.



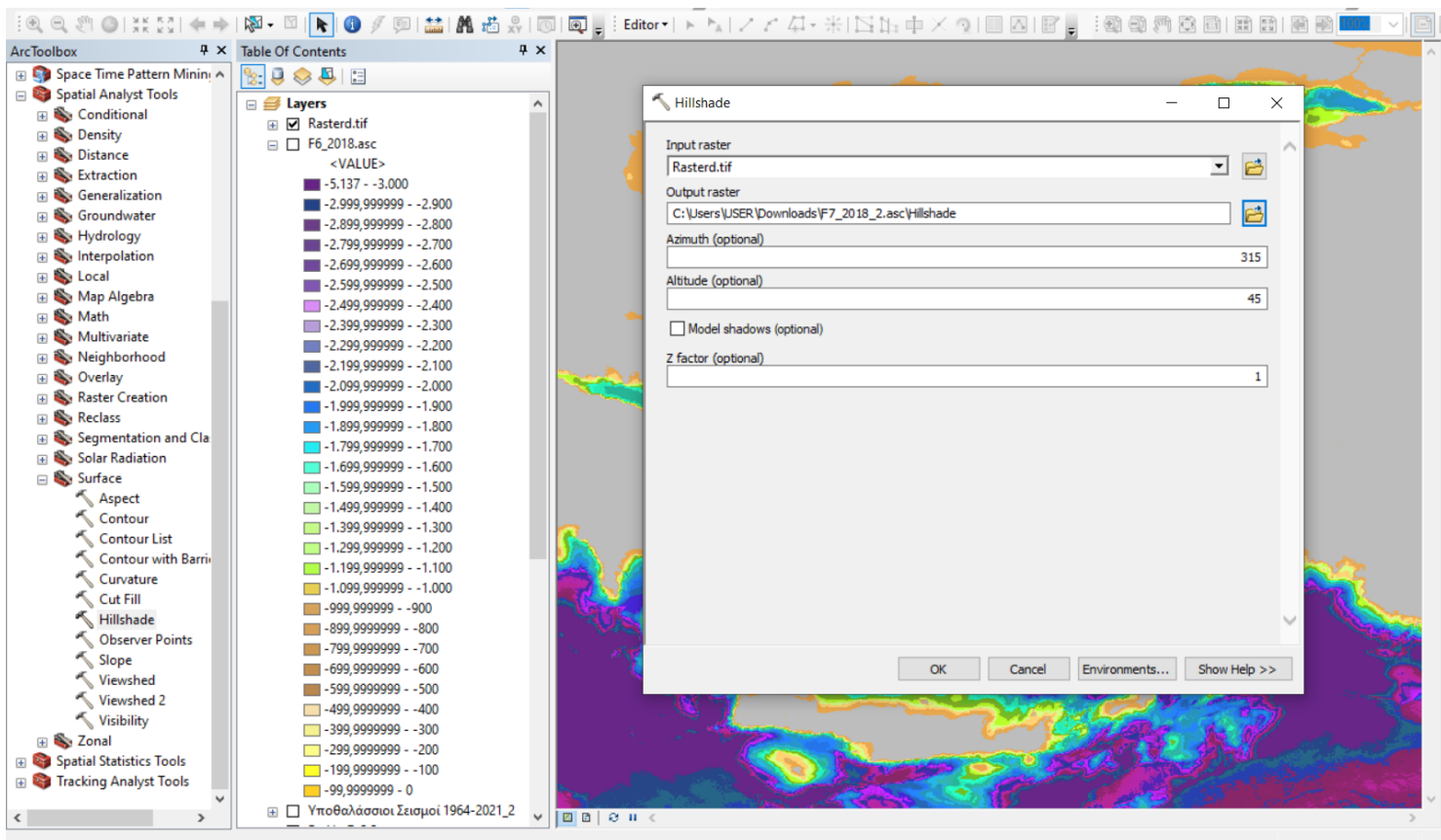
Στην συνέχεια από την ίδια κατηγορία εργαλείων επιλέχθηκε η εντολή Mosaic. Προστέθηκε το προηγούμενο αρχείο με την κατάληξη .tif του προηγούμενου βήματος και βγήκε το επόμενο αποτέλεσμα, με την κλίμακα που είχε δημιουργηθεί νωρίτερα:



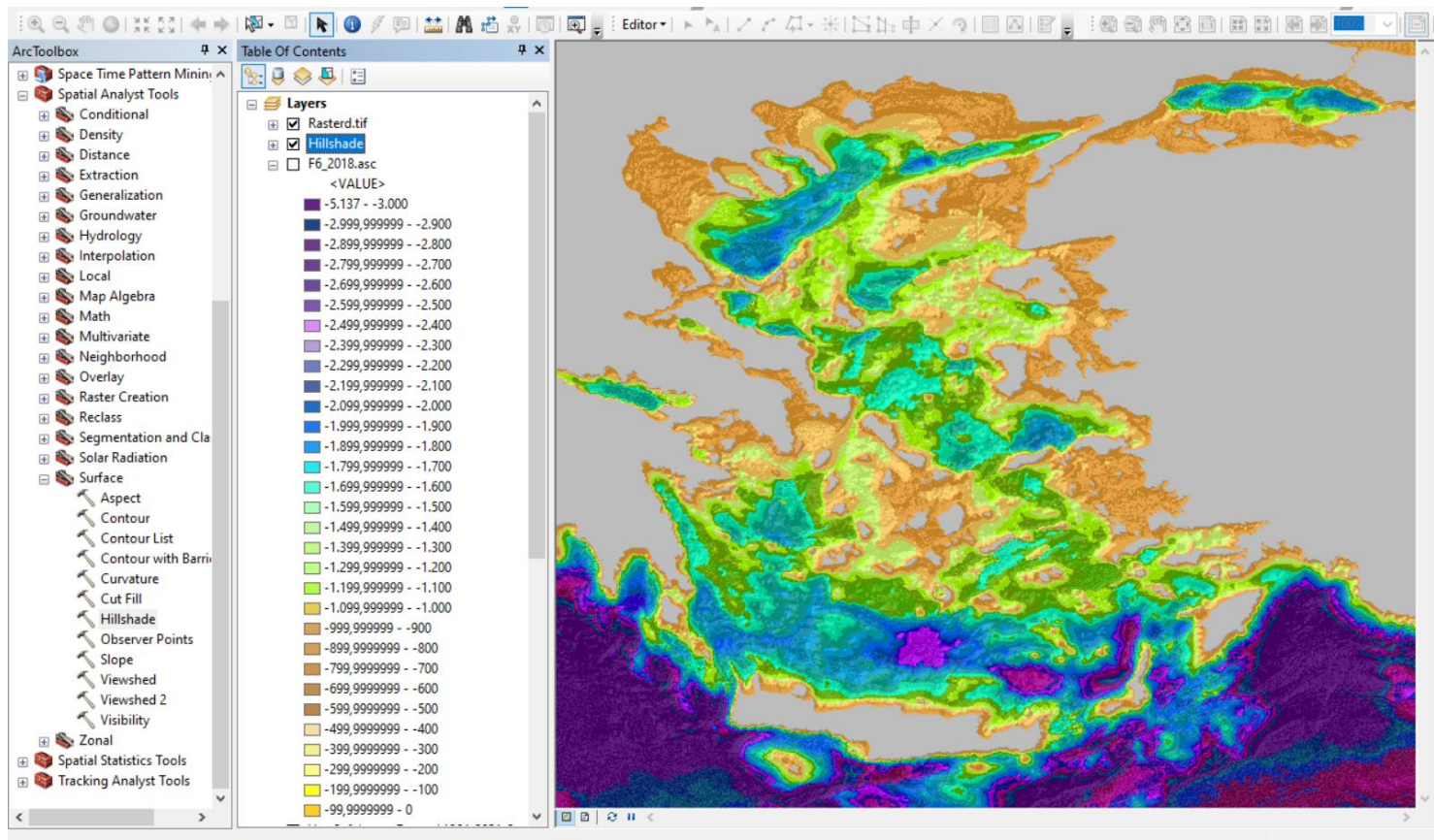
Επιλέγοντας την χρωματική παλέτα που δημιουργήθηκε στα αρχικά βήματα βγήκε το εξής αποτέλεσμα:



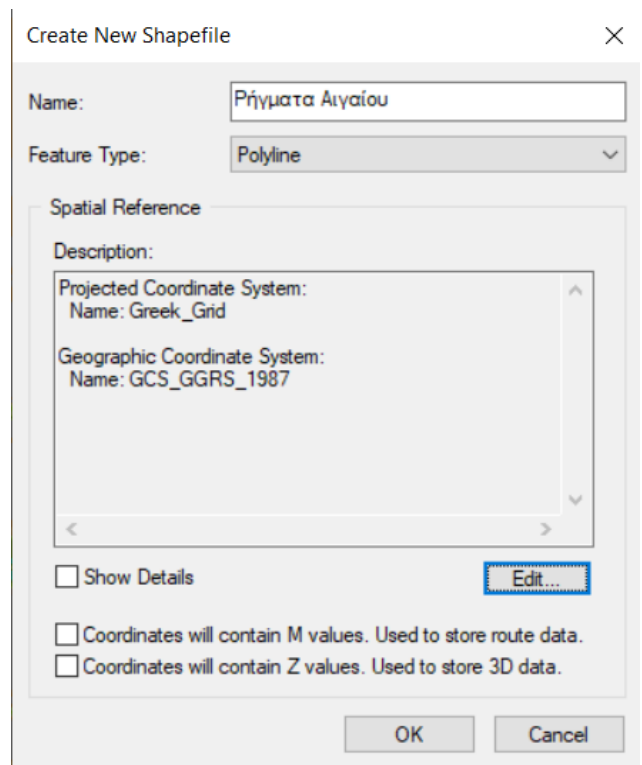
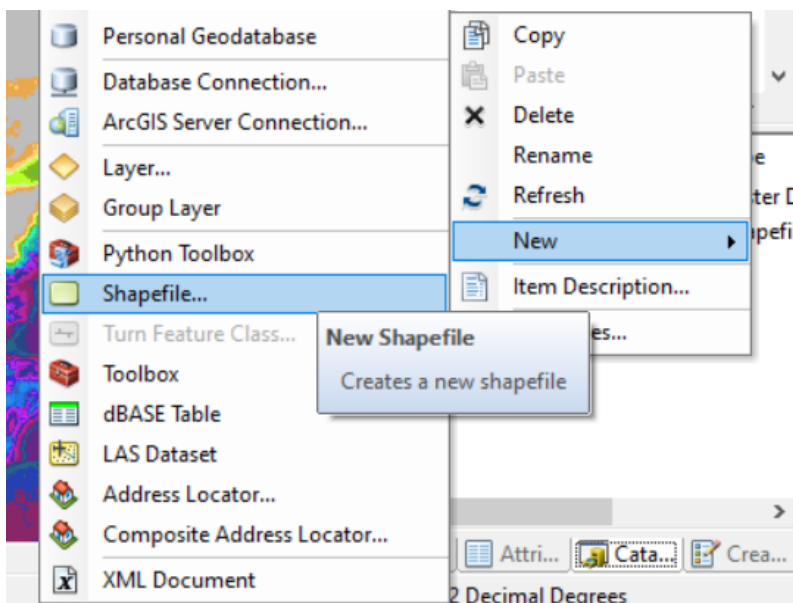
Στο επόμενο βήμα δημιουργήθηκε η σκίαση του αναγλύφου(Hillshade)με τη χρήση των εργαλείων SpatialAnalystTools ->Surface ->Hillshade.



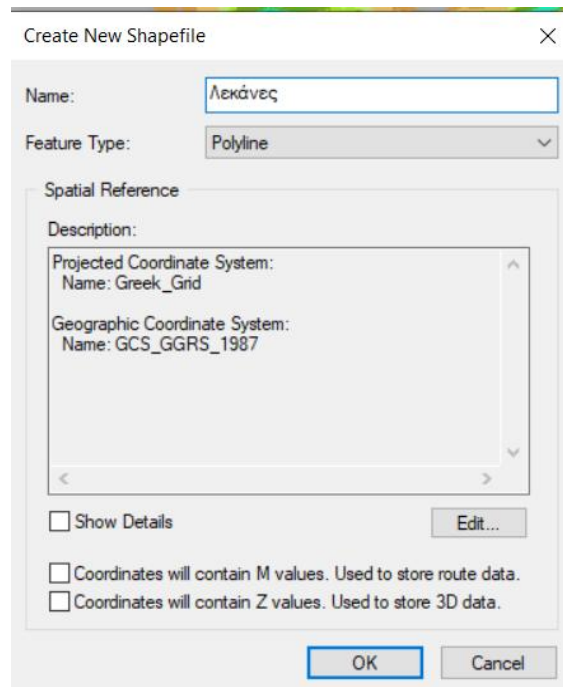
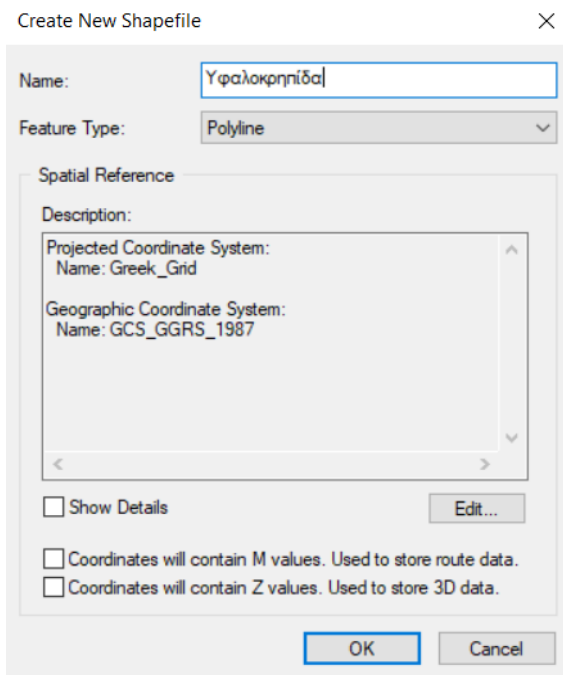
Οπότε προσθέτοντας και εμφανίζοντας το Hillshade βγήκε η παρακάτω εικόνα:



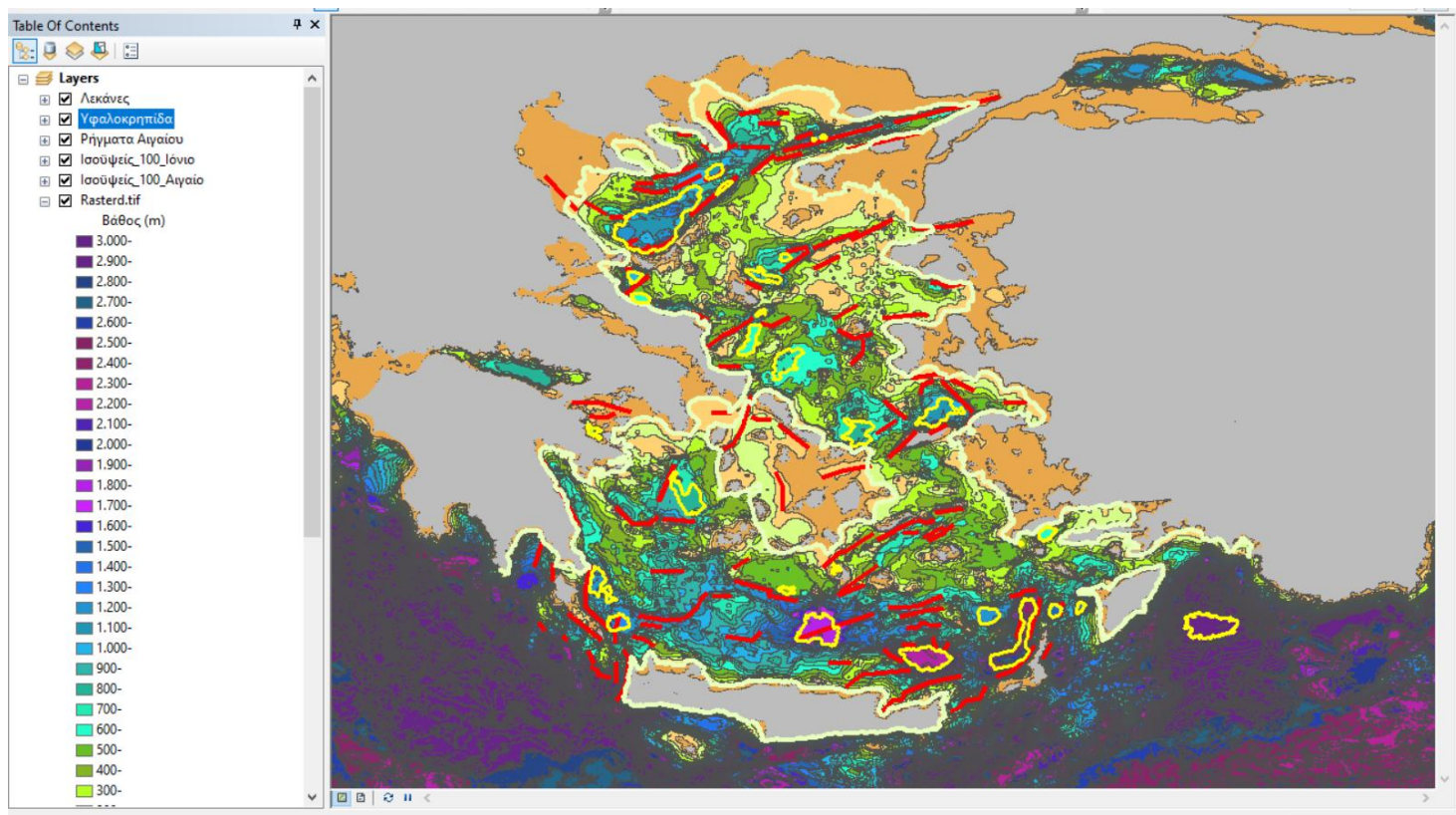
Με βάση τις πληροφορίες που αντλήθηκαν τόσο από το EMODnet όσο και από το χάρτη του κ. Γκάνα (Ganasetal., 2013) δημιουργήθηκαν τα ρήγματα στο φάκελο που υπάρχει για την παρούσα εργασία. Με δεξί κλικ δημιουργήθηκε ένα shapefile για τα ρήγματα όπως φαίνεται παρακάτω. Τα ρήγματα παρουσιάζονται με κόκκινο χρώμα στο χάρτη.



Η ίδια διαδικασία ακολουθήθηκε τόσο για τη δημιουργία των λεκανών όσο και της υφαλοκρηπίδας όπως φαίνεται στις παρακάτω εικόνες:



Έτσι προκύπτει το παρακάτω αποτέλεσμα:



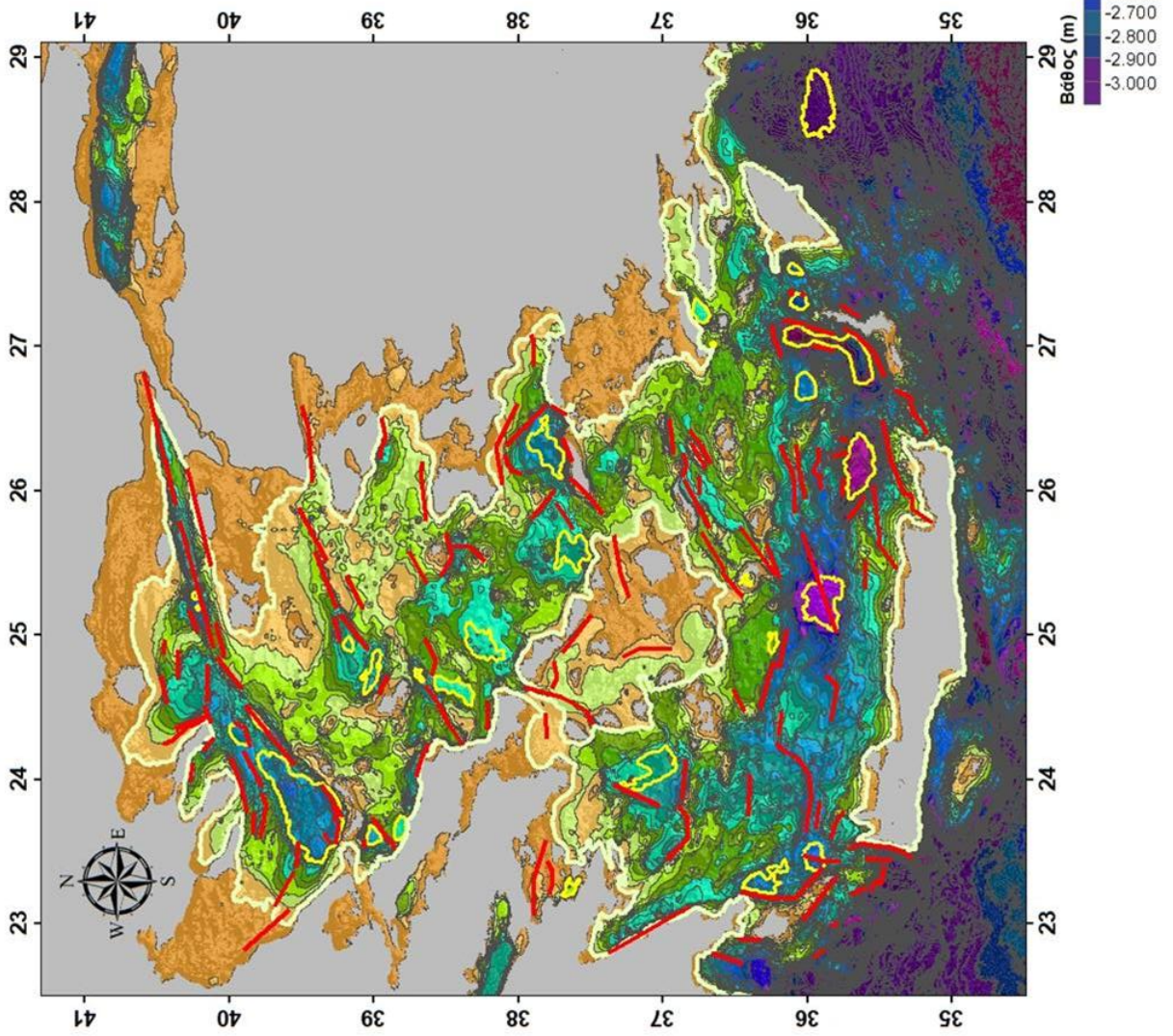
Πηγαίνοντας στο LayoutView δημιουργήθηκε ο μορφολογικός χάρτης του Αιγαίου προσθέτοντας το grid και στο υπόμνημα τα δεδομένα των λεκανών, της υφαλοκρηπίδας, των ρηγμάτων και των ισοβαθών, την κλίμακα, τον τίτλο του χάρτη και τέλος τη χρωματική κλίμακα του βάθους.

Υποθαλάσσιος Μορφοτεκτονικός Χάρτης του Αιγαίου

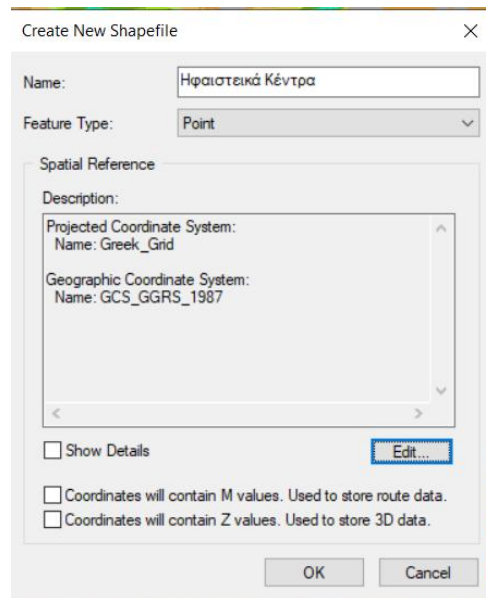
Υπόμνημα

- Ρήγματα Αιγαίου
- Λεκάνες
- Ισοψείς 100_Αιγαίο
- Ισοψείς 100_Ιόνιο
- Υφαλοκρηπίδα

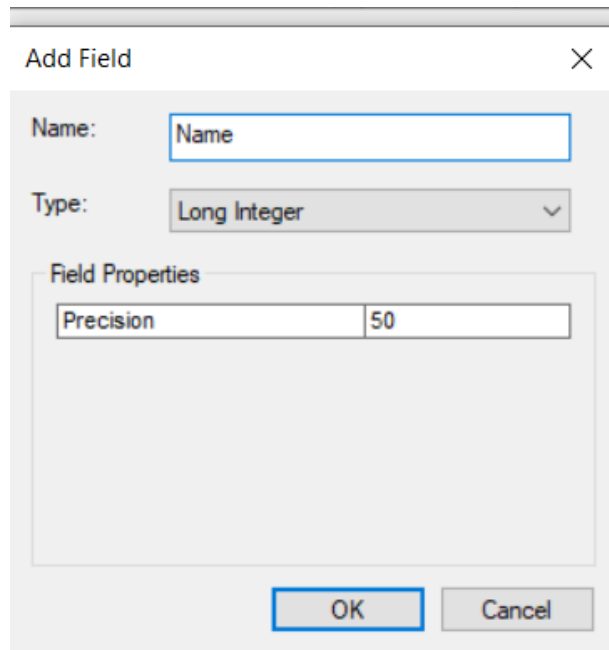
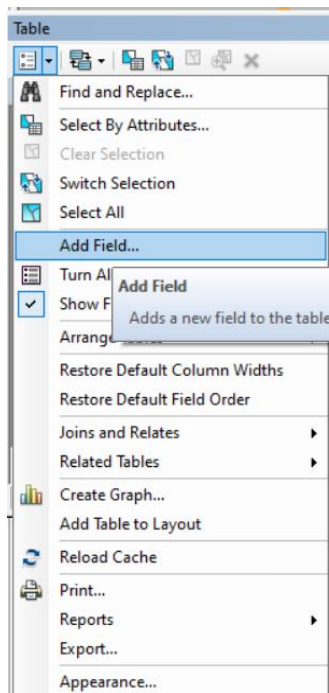
Προβολικό σύστημα:
ΕΓΣΑ '87



Στον ίδιο φάκελο δημιουργήθηκε ένα νέο shapefile το οποίο αφορά τα ηφαιστειακά κέντρα όπου με βάση την βιβλιογραφία τοποθετήθηκαν στο ηφαιστειακό τόξο τα ηφαιστειακά κέντρα όπως φαίνεται παρακάτω (σελ. 124). Για να διακρίνονται καλύτερα τροποποιήθηκαν τα χρώματα των εικονιδίων που αντιπροσωπεύουν τα ηφαιστειακά κέντρα.



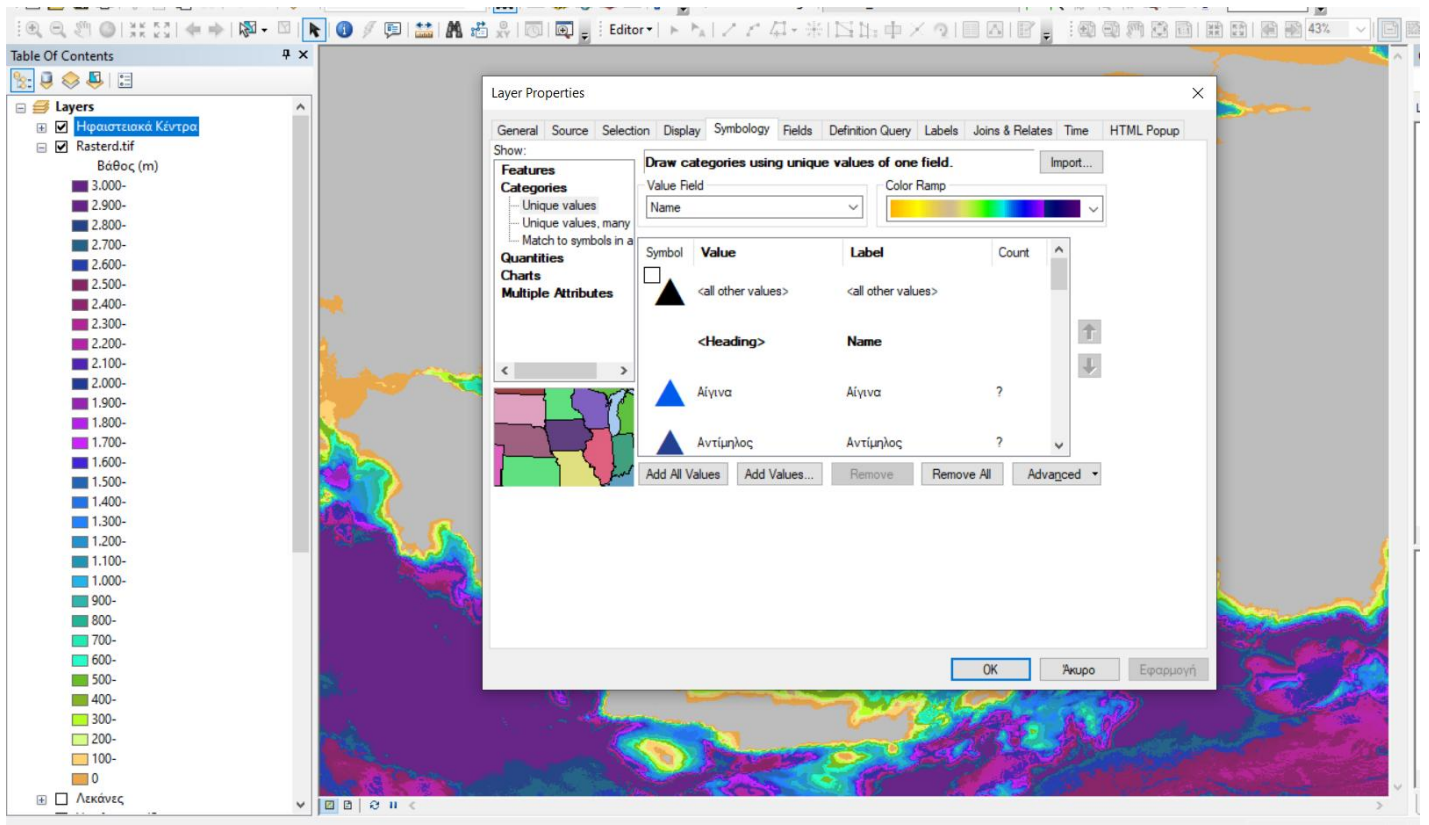
Στον AttributeTable του καινούργιου αρχείου που δημιουργήθηκε προστέθηκαν δύο καινούργια πεδία (fields), όπου στο ένα καταγράφονται τα ονόματα των ηφαιστειών και στο άλλο ο τύπος τους.



Κάνοντας την ίδια διαδικασία και για την δεύτερη στήλη το αποτέλεσμα ήταν το εξής:

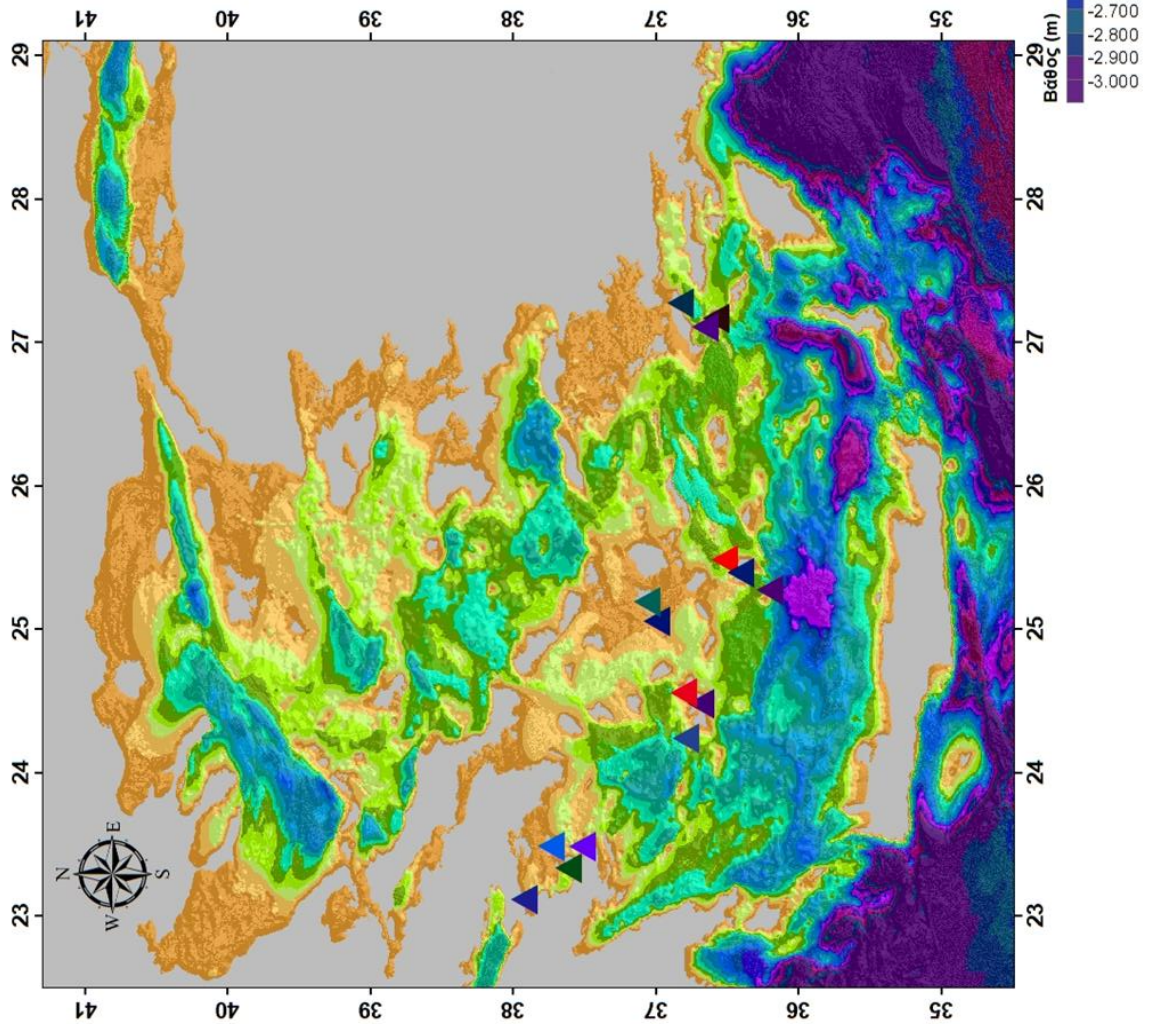
Table			
Ηφαιστειακά Κέντρα			
FID	Shape *	Id	Name
0	Point	0	Κολούμπο
1	Point	0	Σουσάκι
2	Point	0	Αίγινα
3	Point	0	Μέθανα
4	Point	0	Πάρος
5	Point	0	Αντίμηλος
6	Point	0	Μήλος
7	Point	0	Κίμωλος
8	Point	0	Αντίπαρος
9	Point	0	Σαντορίνη
10	Point	0	Νίσυρος
11	Point	0	Γυαλί
12	Point	0	Κώς
13	Point	0	Πάρος
14	Point	0	Χρυσιανά

Ακολούθησε η τροποποίηση των χρωμάτων:



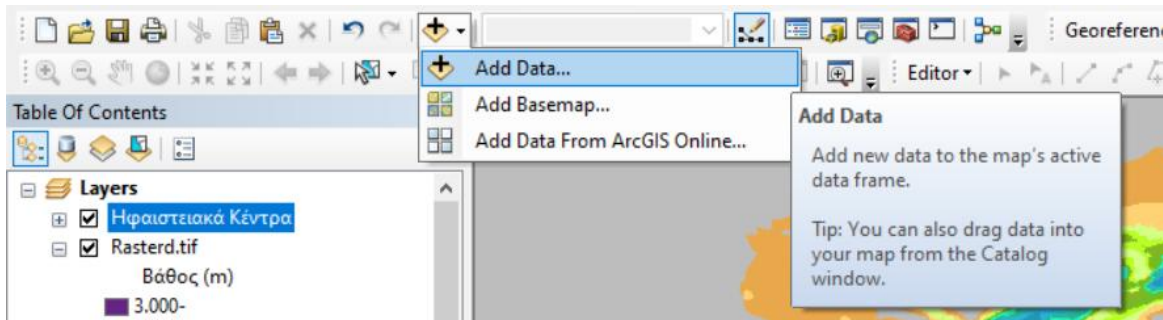
Στο LayoutView προστέθηκε πάλι το grid, ο τίτλος του χάρτη, η κλίμακα, η χρωματική κλίμακα του βάθους και τα ηφαιστειακά κέντρα, δηλαδή τα ονόματα των ηφαιστειών του ηφαιστειακού τόξου.

Χάρτης Ηφαιστειακών Κέντρων του Αιγαίου

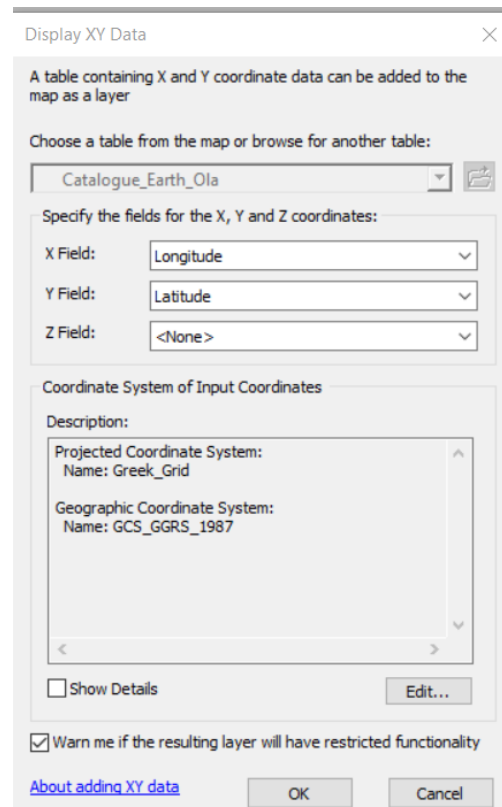
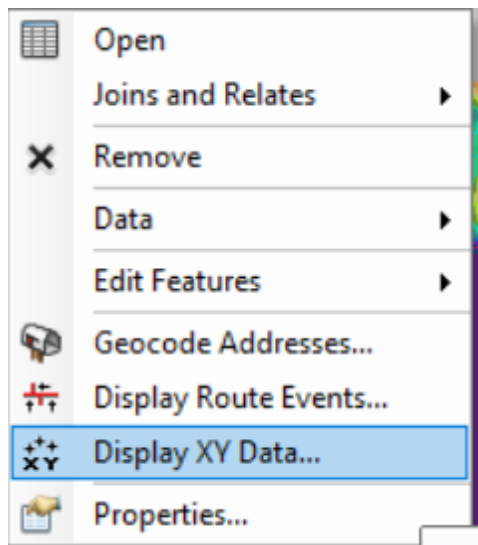


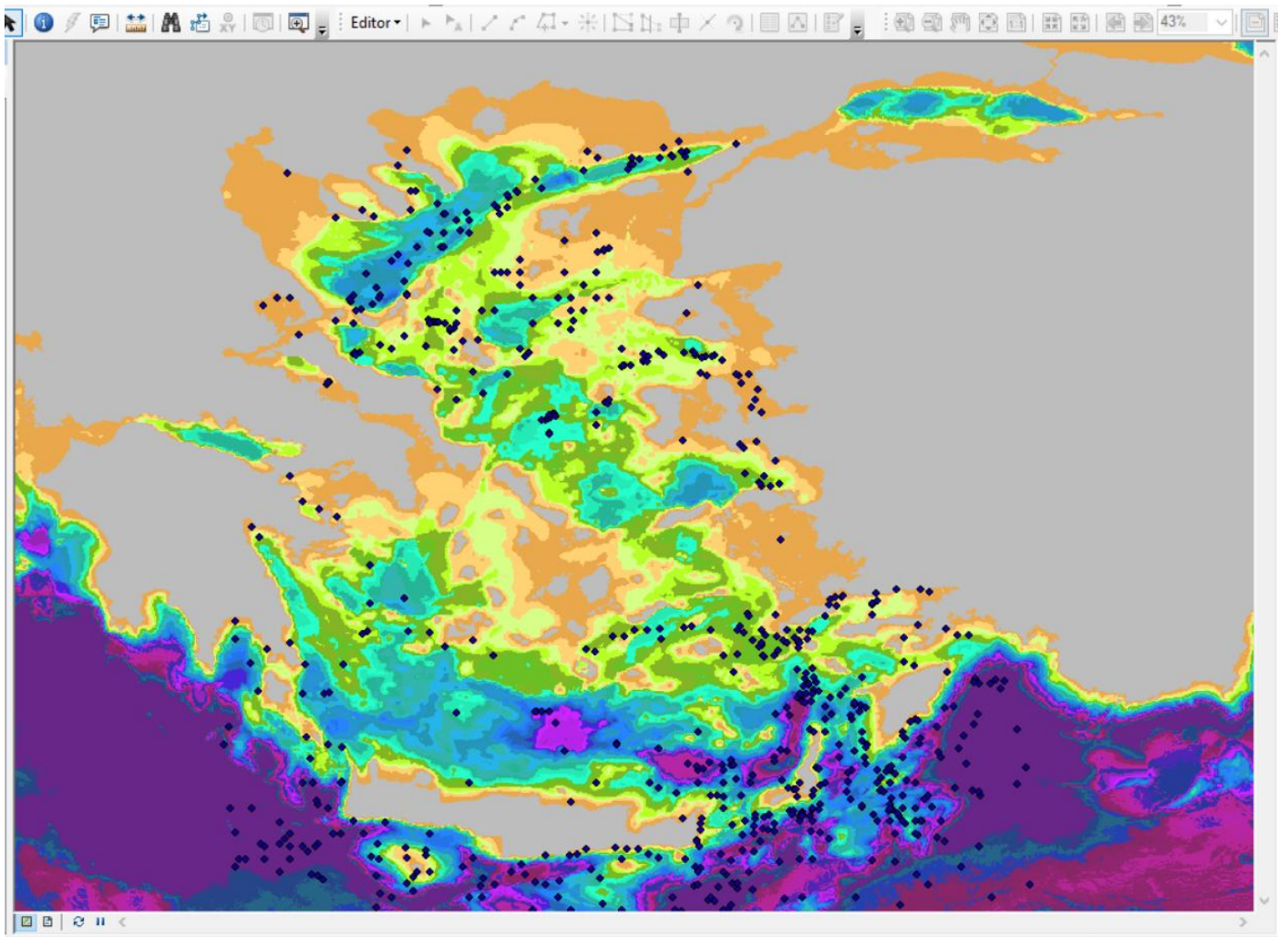
Τα δεδομένα των σεισμών πάρθηκαν από το Εθνικό Αστεροσκοπείο της Αθήνας σε Excel.

Εισήχθησαν στο arcmap μέσω της παρακάτω διαδικασίας όπως φαίνεται στην εικόνα:

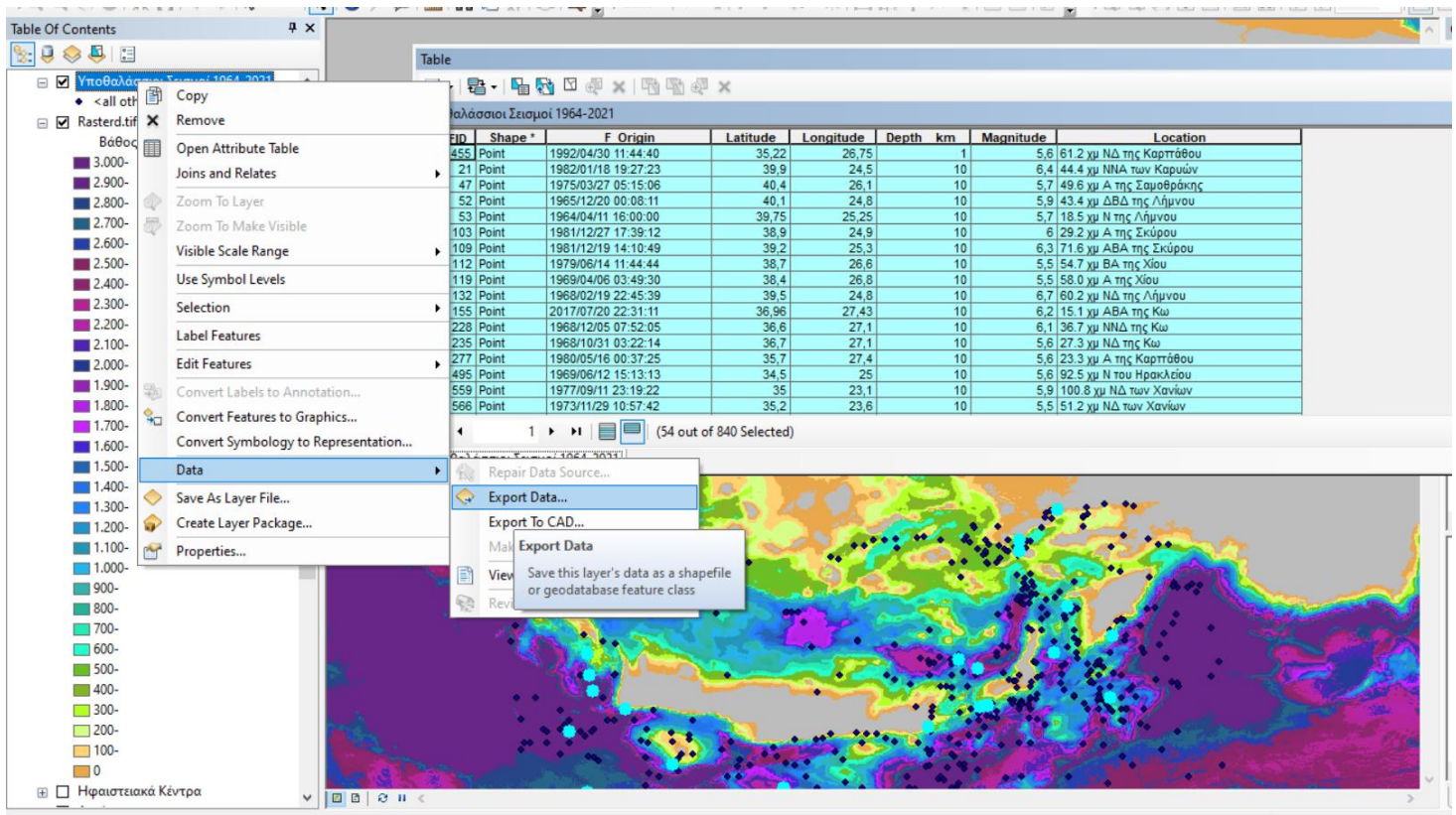
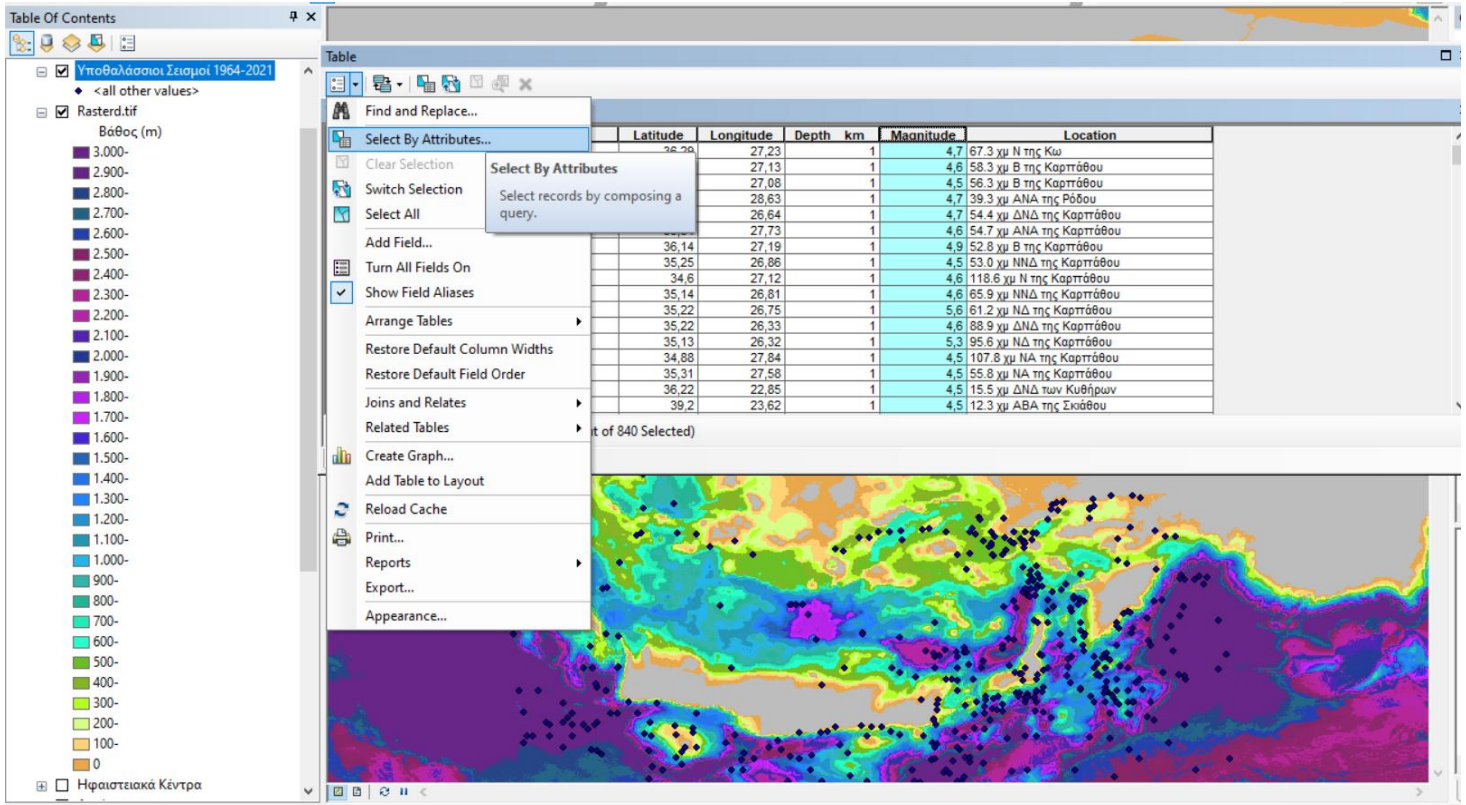


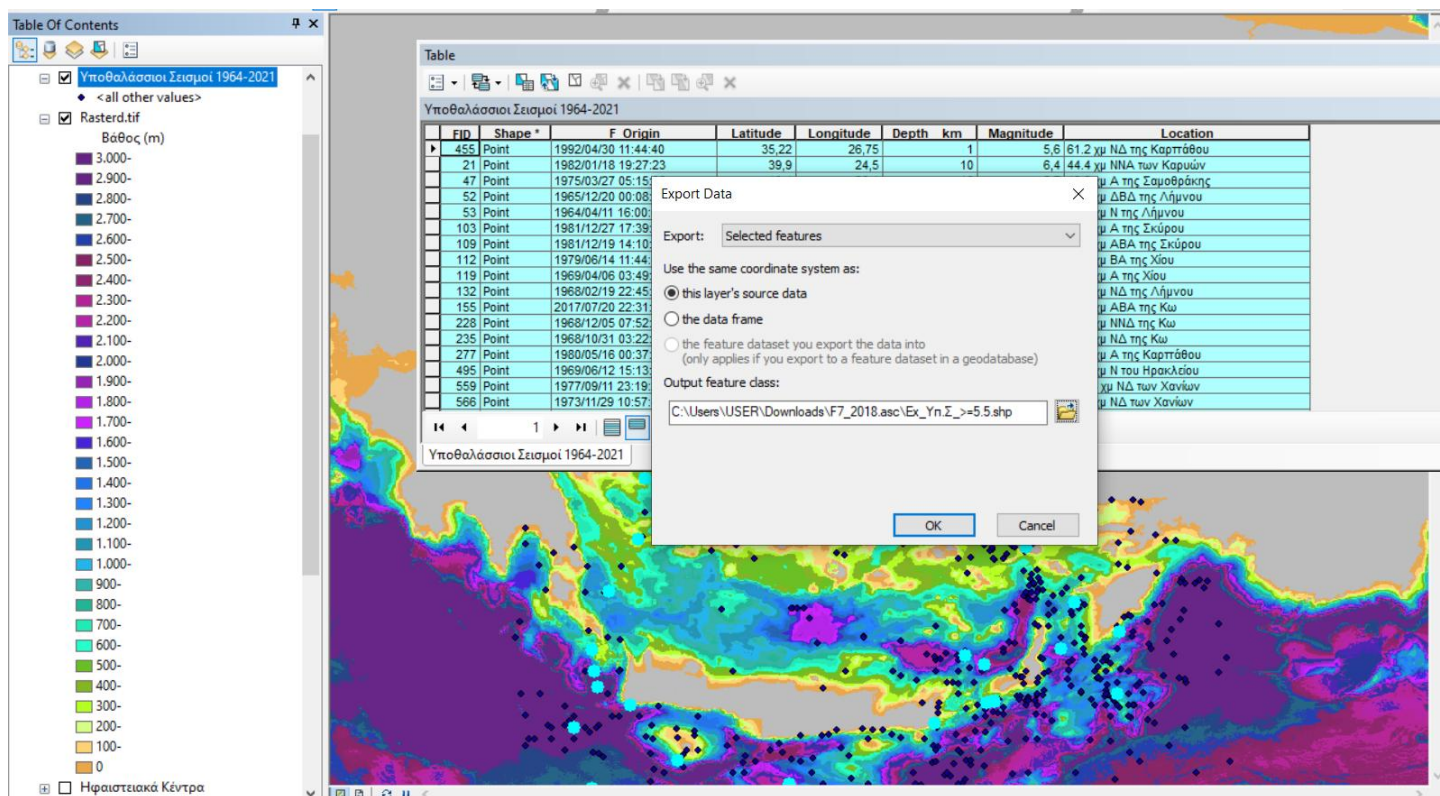
Στην συνέχεια με δεξί κλικ στο αρχείο που προστέθηκε βγήκε το παρακάτω αποτέλεσμα:



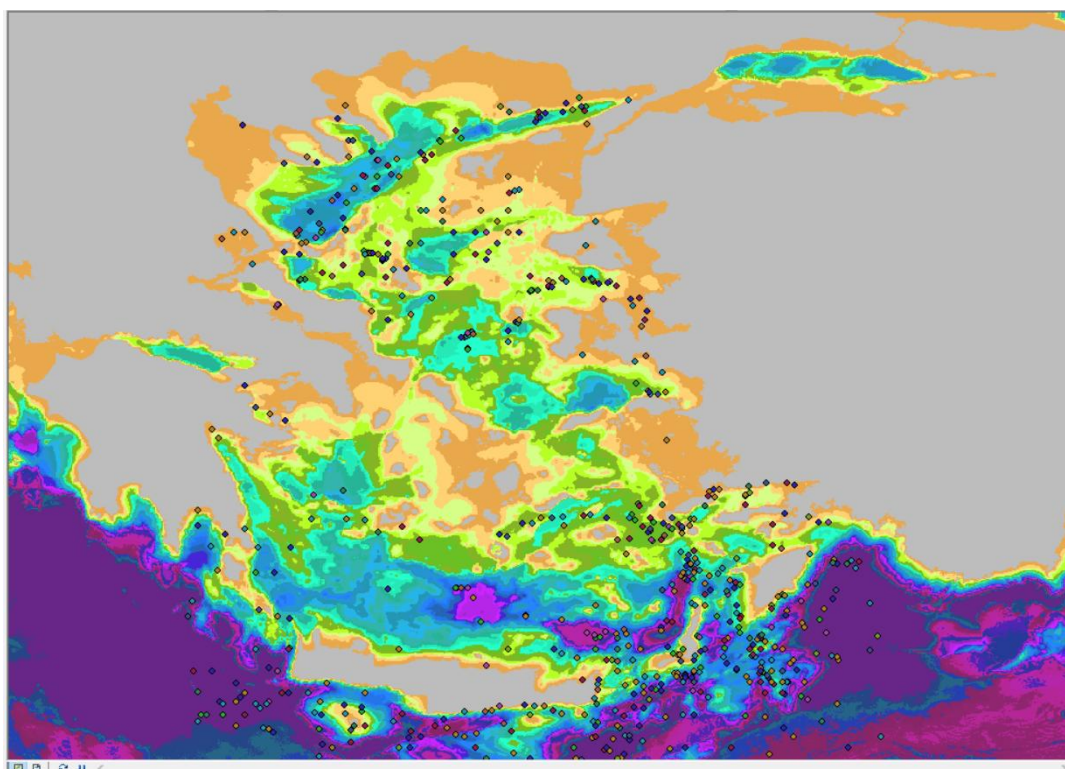


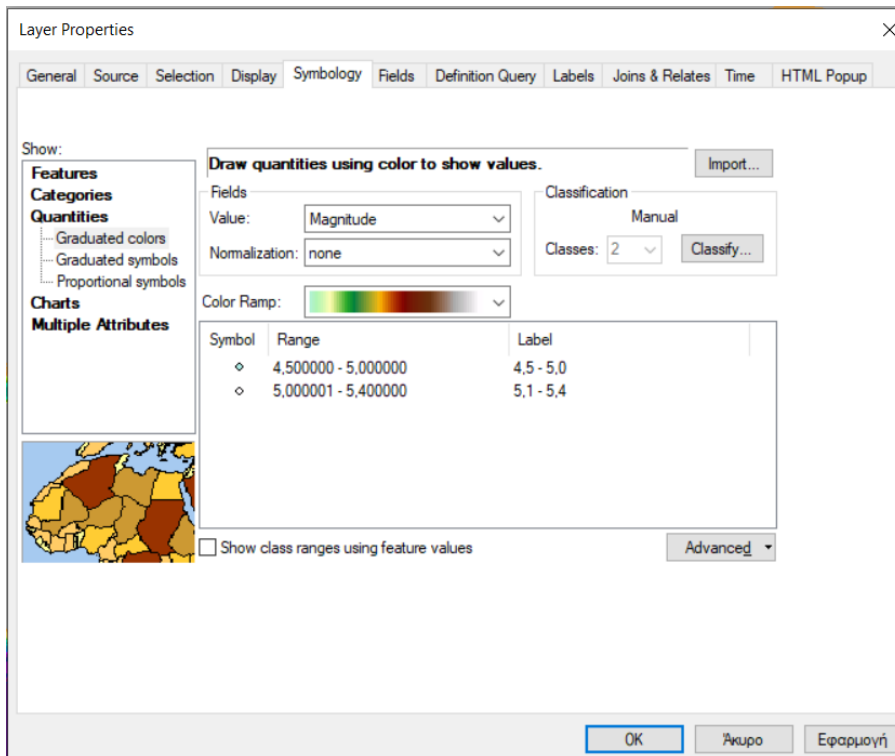
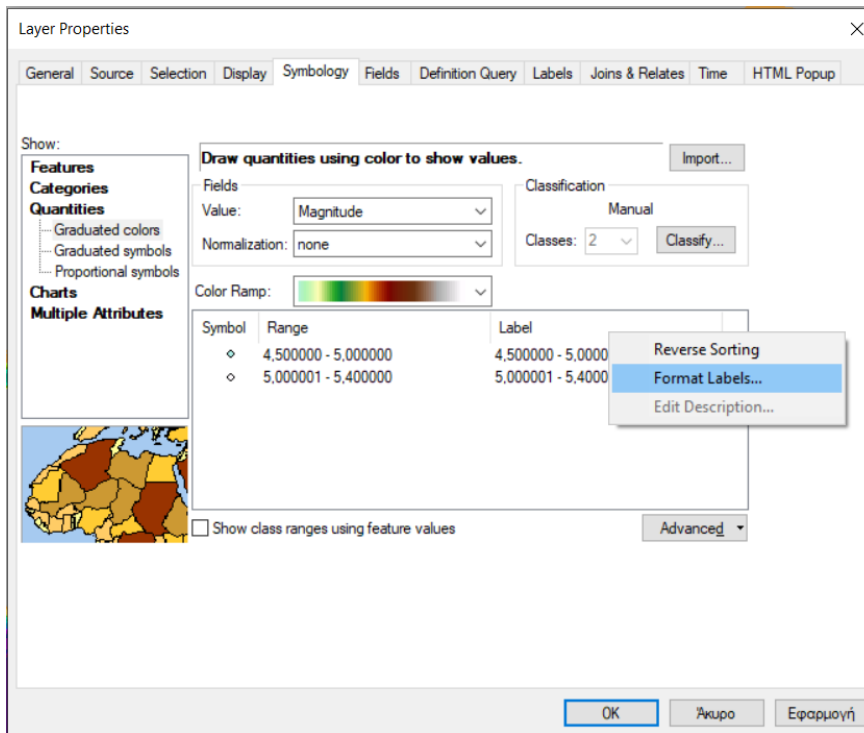
Με την παρακάτω διαδικασία επιλέχθηκαν οι σεισμοί που είναι πάνω από 5,5 Richter και έγινε export των συγκεκριμένων στοιχείων όπως φαίνεται παρακάτω:

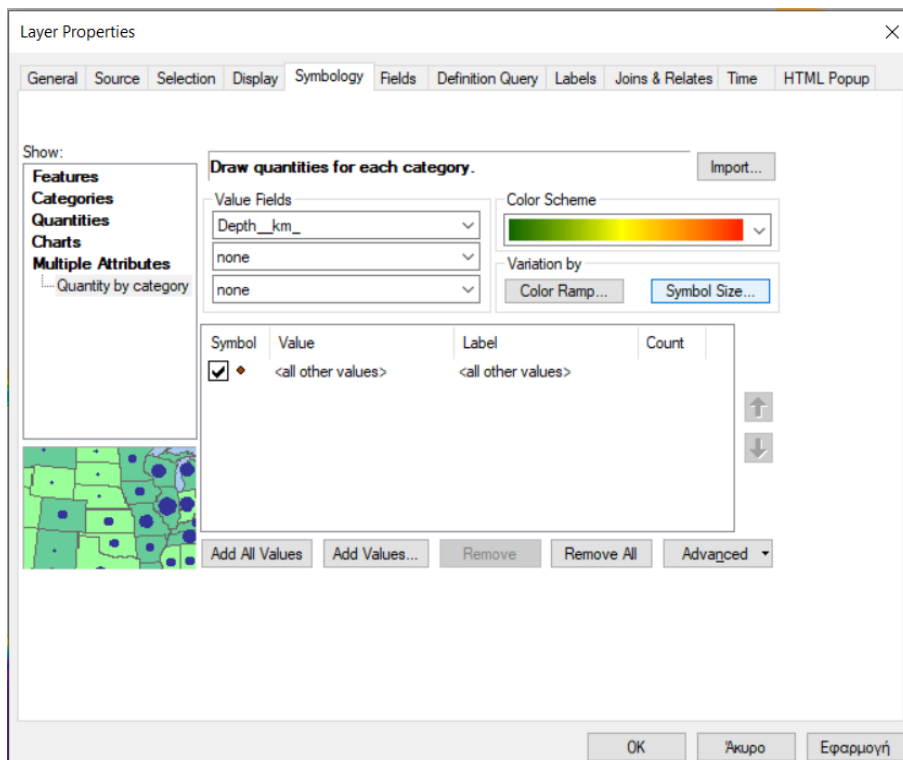
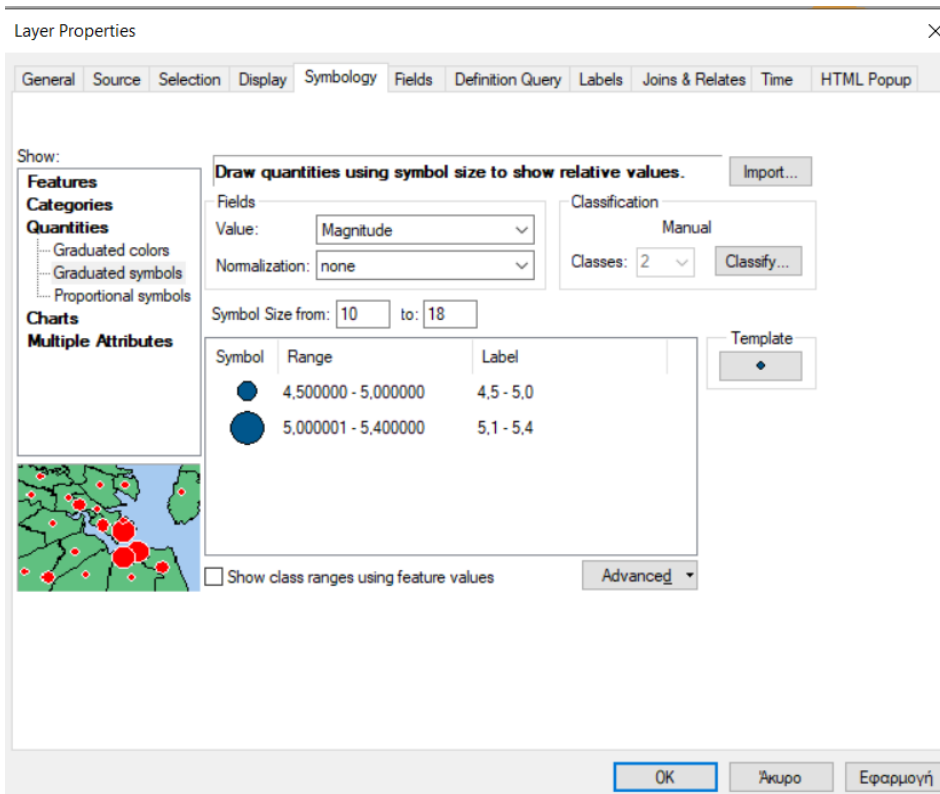


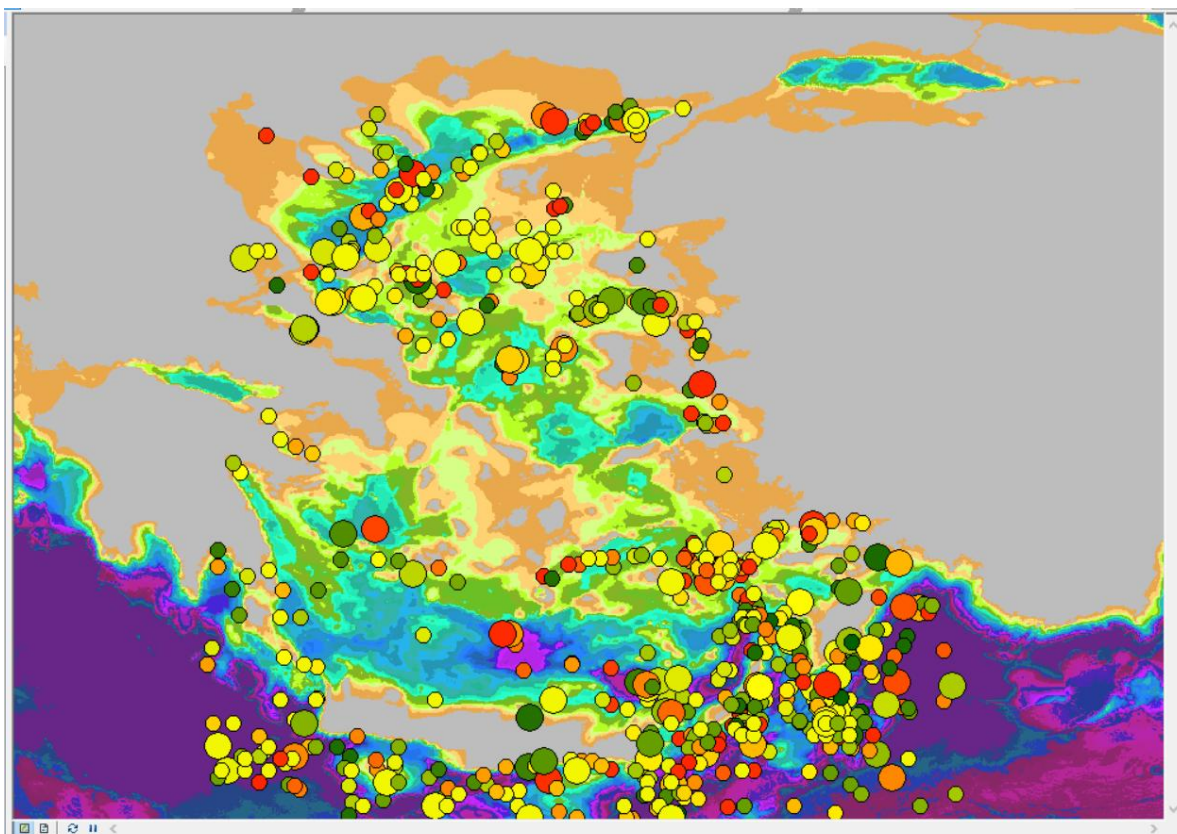
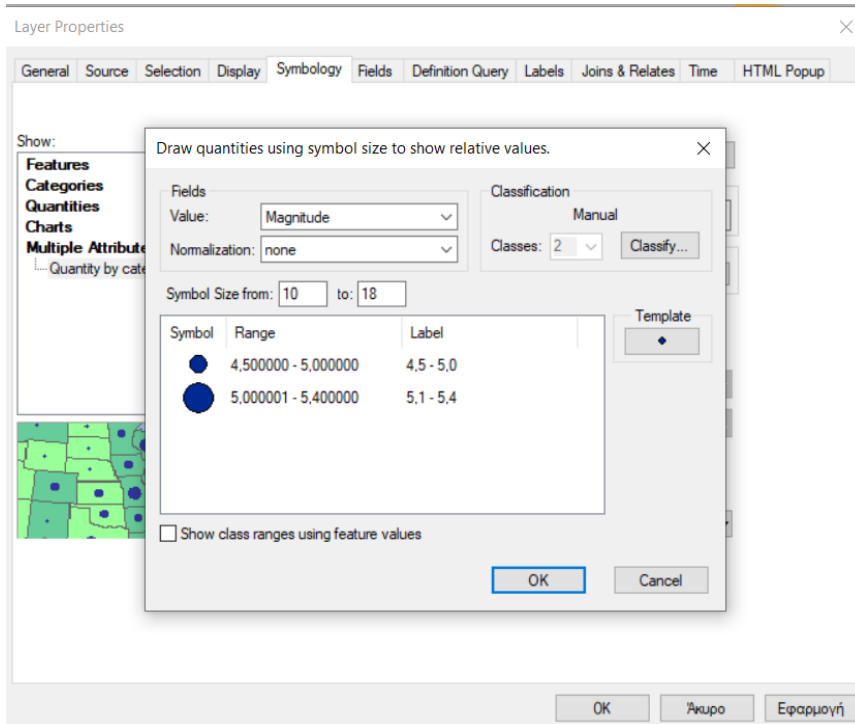


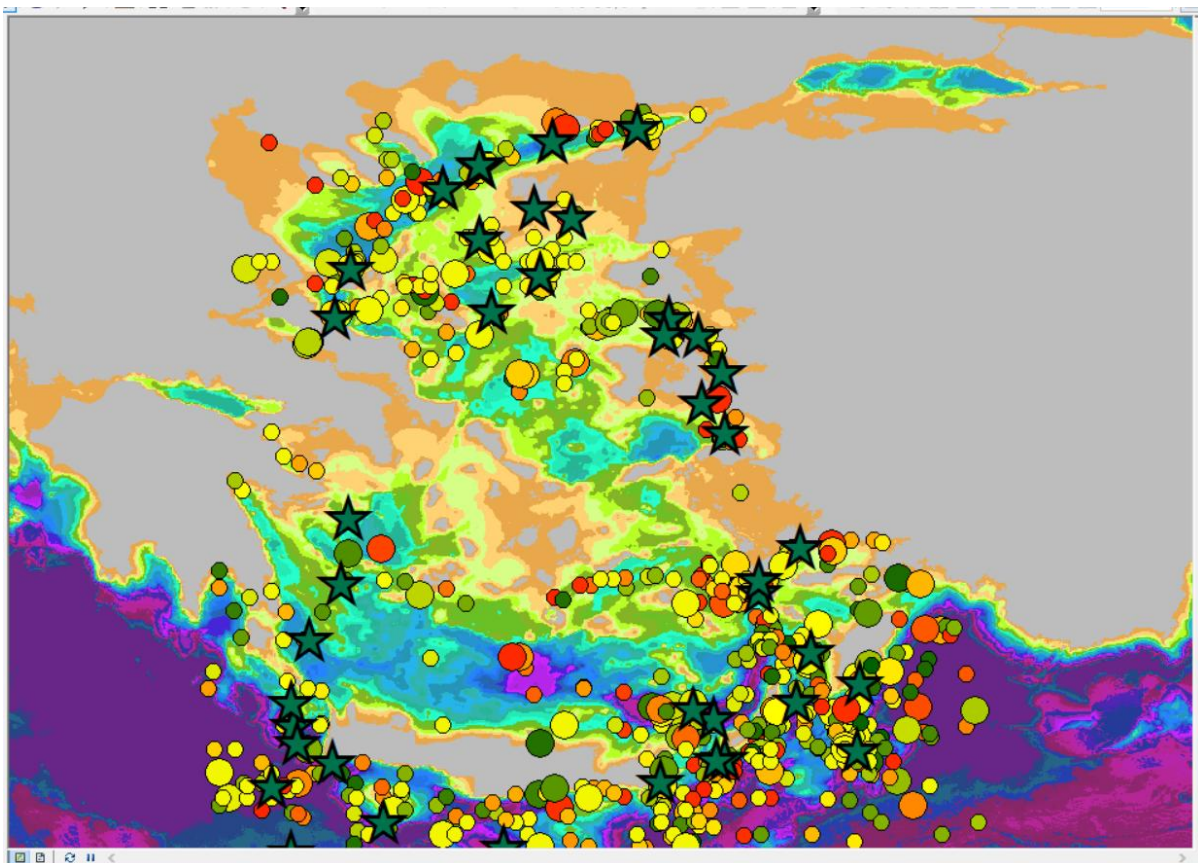
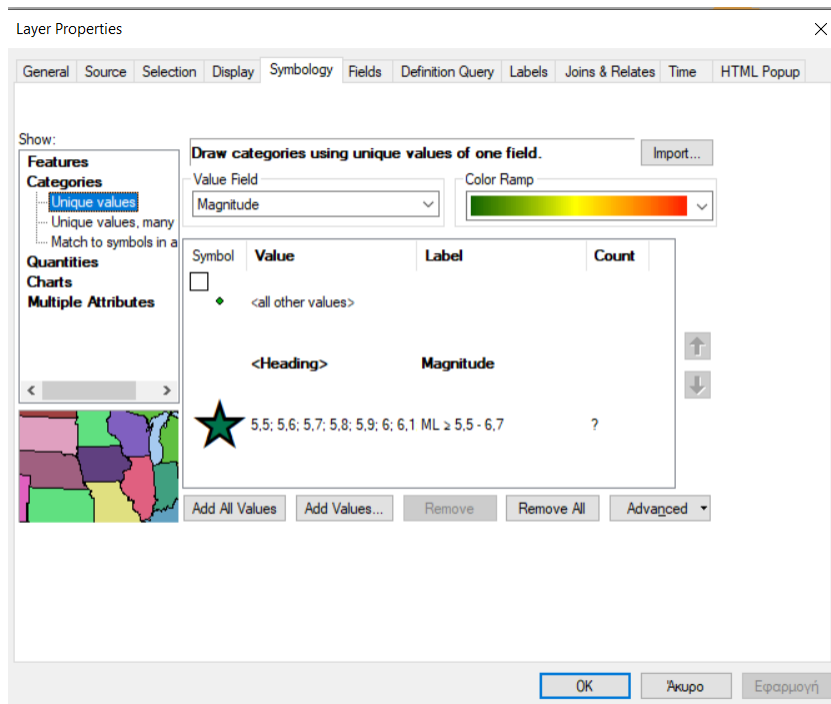
Με την ίδια διαδικασία έγινε export για τους σεισμούς που είναι μικρότεροι από 5,5 Richter. Οι τελευταίοι εμφανίζονται στο χάρτη σε συνάρτηση με το βάθος, με τη διαδικασία αυτή να παρουσιάζεται στην παρακάτω εικόνα. Για τους υποθαλάσσιους σεισμούς άνω των 5,5 Richtereί γίνεοι ομαδοποίηση αυτών και ο συμβολισμός τους να γίνεται με αστέρι.





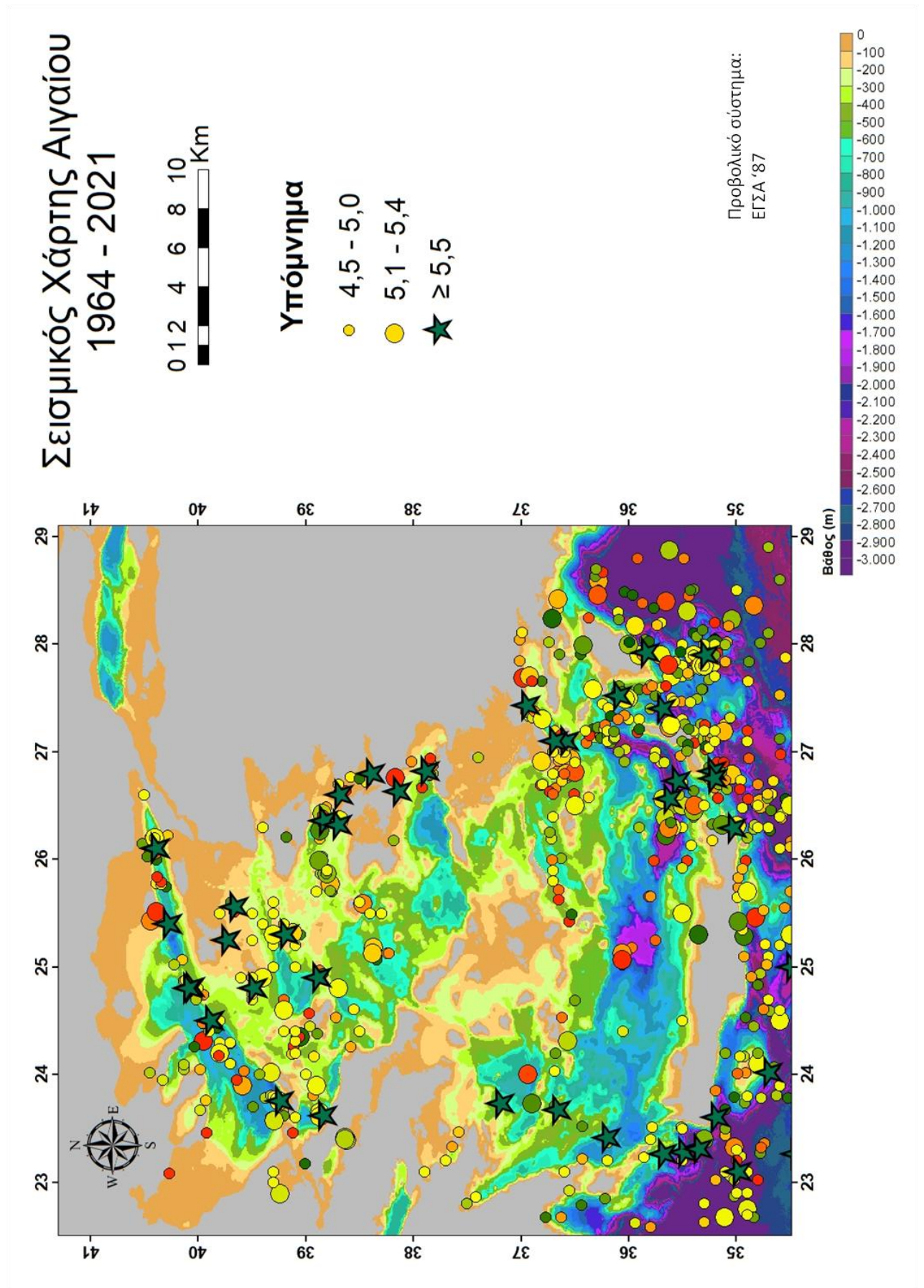






Στο LayoutView προστίθεται πάλι το grid, ο τίτλος, η κλίμακα, η χρωματική κλίμακα του βάθους της περιοχής μελέτης μας και το μέγεθος των (υποθαλάσσιων) σεισμών. Η χωρική κατανομή των εντάσεων των σεισμών είναι σε συνάρτηση με το αντίστοιχο βάθος τους. Η διαβάθμιση της χρωματικής παλέτας που αντιστοιχεί στα βάθη των σεισμών ξεκινάει από

σκούρο πράσινο, έπειτα κίτρινο και τέλος καταλήγει στο κόκκινο, όπου τα χρώματα αυτά αντιπροσωπεύουν τα μικρά, ενδιάμεσα και μεγάλη βάρη αντίστοιχα.



Συμπέρασμα

Από τη βιβλιογραφική έρευνα και μελέτη καθώς και από τη δημιουργία χαρτών με τα δεδομένα που λήφθηκαν από το EMODnet, το Εθνικό Αστεροσκοπείο και τους Ganasetal., 2013, συμπεραίνουμε ότι στο βόρειο Αιγαίο παρατηρούνται ευφλεκυστικά καθεστώτα και έχουν καταγραφεί αρκετά σεισμικά επίκεντρα στο ρήγμα της Ανατολίαςστη λεκάνη του βόρειου Αιγίου καθώς και ένα μικρό τσουνάμιπροκαλούμενο από το σεισμό της Σάμου το 2020. Στο νότιο Αιγαίο παρατηρούνται συμπιεστικά καθεστώτα καθώς και πολλοί σεισμοί στην Ελληνική τάφρο καθώς και στην τεκτονική ζώνη Σαντορίνης-Αμοργού η οποία εμπεριέχεται στο σημερινό Ελληνικόηφαιστειακό τόξο.Στην τεκτονική ζώνη Αμοργού-Σαντορίνης παρατηρούνται οι υποθαλάσσιες κατολισθήσεις της βιβλιογραφικής μας αναφοράς και τρία από τα τέσσερα τσουνάμι που έχουν καταγραφεί στον Ελληνικό χώρο, δυο από τα οποία συνδέονται με ηφαιστειακή δραστηριότητα (Μινωική έκρηξη και έκρηξη Κολούμπο 1650μ.Χ.) ενώ το τρίτο τσουνάμι του 1956 συνδέεται με μια υποθαλάσσια κατολίσθηση που πιθανώς προκάλεσε ο μεγάλος σεισμός της Αμοργού.

Συμπερασματικά λοιπόν με τα παραπάνω είναι κατανοητό ότι ο χώρος του Αιγαίου χαρακτηρίζεται από πλείστα υποθαλάσσια γεωδυναμικά φαινόμενα όπως αυτά που αναφέρθηκαν νωρίτερα, τα οποία εντοπίζονται από την Ελληνική και Διεθνή βιβλιογραφία καθώς και από τους χάρτες που παρατήθενται στη παρούσα εργασία. Οι χάρτες βοηθούν στην αναγνώριση αυτών των υποθαλάσσιων γεωκινδύνων και στην καλύτερη αντιμετώπισή τους. Σε αυτό φυσικά θα συμβάλει και η σωστή ενημέρωση και εκπαίδευση των πολιτών για τυχόν μελλοντικές «εμφάνισεις» τέτοιων γεωκινδύνων σε όλο τον Ελλαδικό χώρο κυρίως όμως στις περιοχές που βρίσκονται μέσα σε αυτά τα γεωδυναμικά πεδία και απειλούνται περισσότερο από τα παραπάνω φαινόμενα. Αυτό μπορεί να επιτευχθεί με την λήψη μέτρων προετοιμασίας και προστασίας των πολιτών.

Βιβλιογραφία

- Alfieris D., Voudouris P., Spry P.G, **2013**, Shallow submarine epithermal Pb–Zn–Cu–Au–Ag–Te mineralization on western Milos Island, Aegean Volcanic Arc, Greece: Mineralogical, geological and geochemical constraints, *Ore Geology Reviews*, p. 159-180, v. 53
- Beisel S., Chubarov L., Didenkulova I., Kit E., Levin A., Pelinovsky E., Shokin Y., and Sladkevich M., **2009**, The 1956 Greek tsunami recorded at Yafo, Israel, and its numerical modeling, *Journal of Geophysical Research: Oceans* v. **114**, σελ. **2 και 4**, Issue **C9** doi:10.1029/2008JC005262
- Bejelou K., Papanikolaou D., Nomikou P., Kiliass S., and Naden J., **2019**, Active tectonics, volcanism and related mineralisation in Milos Island, Aegean Sea, Greece, *Geophysical Research Abstracts*, v. 21, EGU2019-14163,
- Cantner K., Carey S., Nomikou P., Greece **2014**, Integrated volcanologic and petrologic analysis of the 1650AD eruption of Kolumbo submarine volcano, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, p. 28-43, v. 269
- Dietrich V. Jörg, Lagios E., 2018, Active Volcanoes of the World, Nisyros Volcano, The Kos - Yali - Nisyros Volcanic Field, DOI 10.1007/978-3-319-55460-0, p. 45, 105, 304
- Druitt T. H., **2014**, New insights into the initiation and venting of the Bronze-Age eruption of Santorini (Greece), from component analysis, *Bull Volcanol* 76:794, DOI 10.1007/s00445-014-0794-x
- Finetti I., Papanikolaou D., Del Ben A. and Karvelis P., **1991**, Preliminary Geotectonic Interpretation of the East Mediterranean chain and the Hellenic Arc, *Bulletin of the Geological Society of Greece*, p. 509-526, v. 25/1
- Foutrakis M.P & Anastasakis G., Bathymorphological setting of the Submarine Pausanias Volcanic Field, South Aegean Active Volcanic Arc, 2018, *Journal of Maps*, 14:2, 341-347.
- Fuller S., Carey S., Nomikou P., **Greece 2018**, Distribution of fine-grained tephra from the 1650 CE submarine eruption of Kolumbo volcano, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, p. 10-25, v. 352
- Fytikas M. and Marinelli G., **1986**, Geology and geothermics of the island of Milos (Greece)
- Fytikas M., Innocenti F., Kolios N., Manetti P., Mazzuoli R., Poli G., Rita F., Villari L., **2003**, Volcanology and petrology of volcanic products from the island of Milos and neighbouring islets, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, p. 297-317, v. 28
- Hampton Monty A., Lee Homa J., **1996**, SUBMARINE LANDSLIDES, *Reviews of Geophysics*, p. 33-59, v. 34,1
- Hooft Emilie E.E., Nomikou P., Toomey D. R., Lampridou D., Getz C., Christopoulou M.-E., O'Hara D., Arnoux G.M., Bodmer M., Gray M., Heath B.A., VanderBeek B. P., **2017**, Backarc tectonism, volcanism, and mass wasting shape seafloor morphology in the Santorini-Christiana-Amorgos region of the Hellenic Volcanic Arc, *Tectonophysics*, p. 396-414, Vol. 712-713

- Johnston E. N., Sparks R. S. J., Phillips J. C. and Carey S., **June 17 2014**, Revised estimates for the volume of the Late Bronze Age Minoan eruption, Santorini, Greece, *Journal of the Geological Society*, first published June 9, 2014; <http://dx.doi.org/10.1144/jgs2013-113>
- Kapetanidis V., Spingos I., Karakonstantis A., Kassaras I., November **2020**, Preliminary report on the Mw =6.9 Samos earthquake of 30 October 2020, DOI: 10.13140/RG.2.2.28729.60002
- Karátson D., Telbisz T., Gertisser R., Strasser T., Nomikou P., Druitt T., Vereb V., Quidelleur X., Kósik S., **2020**, Constraining the landscape of Late Bronze Age Santorini prior to the Minoan eruption: Insights from volcanological, geomorphological and archaeological findings, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, p. 106-911 v. 401
- Khimasia A., Rovere A. & Pichler T., **2020**, Hydrothermal areas, microbial mats and sea grass in Paleochori Bay, Milos, Greece, *Journal of Maps*, p. 348-356, v. 16,2
- Kiliass S.P., Nomikou P., Papanikolaou D., Polymenakou P. N., Godelitsas A., Argyraki A., Carey S., Gamaletsos P., Mertzimekis T. J., Stathopoulou E., Goettlicher J., Steininger R., Betzelou K., Livanos I., Christakis C., Croff Bell K.&Scoullou M., **2013**, New insights into hydrothermal vent processes in the unique shallow-submarine arc-volcano, Kolumbo (Santorini), Greece, *SCIENTIFIC REPORTS*, 3:2421, DOI: 10.1038/srep02421
- Kouskouna V. and Makropoulos K., **April/June2004**, Historical earthquake investigations in Greece
- Lagios E., Sakkas V., Novali F., FerretiA., Damiata B.N. and Dietrich V.Jörg, **2018**, Reviewing and Updating (1996–2012) Ground Deformation in Nisyros Volcano (Greece) Determined by GPS and SAR Interferometric Techniques (1996–2012), *Active Volcanoes of the World, Nisyros Volcano, The Kos - Yali - Nisyros Volcanic Field*, p. 295
- Lampridou D., Haase K., Nomikou P., Beier C., Wölki D., Storch B., **25-27 June 2018** Preliminary results of seafloor exploration in the Western Saronic Gulf, 9th International INQUA Meeting on Paleoseismology, Active Tectonics and Archeoseismology (PATA) Greece, INQUA Focus Group Earthquake Geology and Seismic Hazards
- Lykousis V., Roussakis G., Alexandri M., **2002**, Sliding and regional slope stability in active margins: North Aegean Trough (Mediterranean), *Marine Geology*, p. 281-298, v. 186
- Makropoulos, K.C. and Burton, P.W., **1984**, Greek tectonics and seismicity, *Tectonophysics*, v. 106: p. 275-304: GREEK TECTONICS AND SEISMICITY, KOSTAS C. MAKROPOULOS and PAUL W. BURTON, December 2, 1983
- Mascle J., Le Quellec P., Leité O., Jongsma D., **1982**, Structural sketch of the Hellenic continental margin between the western Peloponnesus and eastern Crete, *GEOLOGY*, p. 113-116, v. 10
- Nomikou P., **2009**, Morphotectonic Analysis of the Swath Bathymetric Map on the Kos-Nisyros Volcanic Field, AIV International Summer School of Volcanology at Nisyros, Greece "Field volcanological laboratory: the Nisyros and the adjoining

volcanoes, Greece” - A window on the pre-eruptive magma processes – Nisyros 24/9-30/9/2009, p.26-30.

- Nomikou P., Carey S., Bell K. L. C., Papanikolaou D., Bejelou K., Cantner K., Sakellariou D, Perros I., **Greece 2012**, Tsunami hazard risk of a future volcanic eruption of Kolumbo submarine volcano, NE of Santorini Caldera, **Natural Hazards**, Journal of the International Society for the Prevention and Mitigation of Natural Hazards, DOI 10.1007/s11069-012-0405-0
- Nomikou P., Carey S., Croff Bell K. L., Papanikolaou D., Bejelou K., Alexandri M., Cantner K., Fero M. J., **2013**, Morphological analysis and related volcanic features of the Kolumbo submarine volcanic chain (NE of Santorini Island, Aegean Volcanic Arc),**Zeitschrift für Geomorphologie, Suppl. 3, 029-047, Vol. 57**
- Nomikou P., Carey S., Papanikolaou D., Croff Bell K., Sakellariou D., Alexandri M., Bejelou K., **2012**, Submarine volcanoes of the Kolumbo volcanic zone NE of Santorini Caldera, Greece, Global and Planetary Change, p. 131-151, v. 90-91
- Nomikou P., Druitt T.H., Hübscher C., Mather T.A., Paulatto M., Kalnins L.M., Kelfoun K., Papanikolaou D., Bejelou K., Lampridou D., Pyle D.M., Carey S., Watts A.B., Wieß B. & Parks M.M., **2016**, Post-eruptive flooding of Santorini caldera and implications for tsunami generation, NATURE COMMUNICATIONS | DOI: 10.1038/ncomms13332
- Nomikou P., Evangelidis D., Papanikolaou D., Lampridou D., Litsas D., Tsaparas Y. and Koliopanos I., **2021**, Morphotectonic Analysis along the Northern Margin of Samos Island, Related to the Seismic Activity of October 2020, Aegean Sea, Greece, Geosciences 2021, 11, 102. <https://doi.org/10.3390/geosciences11020102>
- Nomikou P., Hübscher C., Papanikolaou D., Farangitakis G.P, Ruhnau M., Lampridou D., **2018**, Expanding extension, subsidence and lateral segmentation within the Santorini - Amorgos basins during Quaternary: Implications for the 1956 Amorgos events, central - south Aegean Sea, Greece, Tectonophysics , p. 138-153, v. 722
- Nomikou P., Papanikolaou D., Alexandri M., Sakellariou D., Rousakis G., **2013**, Submarine volcanoes along the Aegean volcanic arc, Tectonophysics, p. 123-146, v. 597-598, σελ. 138-140, 142.
- Okal E. A., Synolakis C. E., Uslu B., Kalligeris N. and Voukouvalas E., **September 2009**, The 1956 earthquake and tsunami in Amorgos, Greece, Geophysical Journal International, p. 1533–1554, v. 178, Issue 3
- Papadopoulos G. A., Gràcia E., Urgeles R., Sallares V., De Martini P. M., Pantosti D., González M., Yalciner A. C., Mascle J., Sakellariou D., Salamon A., Tinti S., Karastathis V., Fokaefs A., Camerlenghi A., Novikova T., Papageorgiou A., **2014**, Historical and pre-historical tsunamis in the Mediterranean and its connected seas: Geological signatures, generation mechanisms and coastal impacts, **Marine Geology, p. 81-109, v. 354**, σελ.82
- Papanikolaou D, **1993**, Geotectonic evolution of the Aegean, Bull. Geol. Soc. Greece, p.33-48, v. 28/1
- Papanikolaou D, Alexandri M, Nomikou P, Ballas D, **2002**, Morphotectonic structure of the western part of the North Aegean Basin based on swath bathymetry, Marine Geology, p. 465-492, v. 190
- Papanikolaou D., Alexandri M, Nomikou P., Active faulting in the north Aegean basin, **2006**, Geological Society of America, Special Paper 409.

- Papanikolaou D., Nomikou P., Papanikolaou I., Lampridou D., Rousakis G., Alexandri M., **2019**, Active tectonics and seismic hazard in Skyros Basin, North Aegean Sea, Greece, *Marine Geology*, p. 94-110, v. 407
- Papathanassiou G., Valkaniotis S., Pavlides S., **2019**, The July 20, 2017 Bodrum-Kos, Aegean Sea Mw=6.6 earthquake; preliminary field observations and image-based survey on a lateral spreading site, *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, p. 668-680, v. 116
- Pavlides S. , Caputo R. , Sboras S. , Chatzipetros A. , Papathanassiou G. and Valkaniotis S., Patras, **May 2010**, THE GREEK CATALOGUE OF ACTIVE FAULTS AND DATABASE OF SEISMOGENIC SOURCES, *Bulletin of the Geological Society of Greece*, v. 43 n. 1
- Pe-Piper G., J.W. Piper D., Perissoratis C., **2005**, Neotectonics and the Kos Plateau Tuff eruption of 161 ka, South Aegean arc, **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, p. 315-338, v. 139, issues 3-4
- Puzenat V., Escartín J., Martelat J. E., Barreyre T., Le Moine Bauer S., Nomikou P., Gracias N., Allemand P., Antoniou V., Coskun O., Garcia R., Grandjean P., Jørgensen S. L., Magí L., Mandalakis M., Orsi W., Polymenakou P., Schouw A., Vallicrosa G., Vlasopoulos O., **2021**, Shallow-water hydrothermalism at Milos (Greece): Nature, distribution, heat fluxes and impact on ecosystems, *Marine Geology*, p. 106-521, v. 438, <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2021.106521>
- Rizzo A. L., Caracausi A., Chavagnac V., Nomikou P., Polymenakou P. N., Mandalakis M., Kotoulas G., Magoulas A., Castillo A.&Lampridou D., **2016**, Kolumbo submarine volcano (Greece): An active window into the Aegean subduction system, *Scientific reports*, 6:28013, DOI: 10.1038/srep28013
- **Sirgudsson et al., 2006**, *EOS, Santorini*, p. 342, 337, vol. 87, n. 34
- Strozzyk F., Strasser M., Krastel S., Meyer M., Huhn K., **2010**, Reconstruction of retreating mass wasting in response to progressive slope steepening of the northeastern Cretan margin, eastern Mediterranean, *Marine Geology*, p. 44-54, v. 271
- Tibaldi A., Pasquarè F.A., Papanikolaou D., Nomikou P., **2008**, Discovery of a huge sector collapse at the Nisyros volcano, Greece, by on-land and offshore geological-structural data, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, p. 485-499, v. 177.
- Ulvrova M., Paris R., Nomikou P., Kelfoun K., Leibrandt S., Tappin D.R., McCoy F.W., **2016**, Source of the tsunami generated by the 1650 AD eruption of Kolumbo submarine volcano (Aegean Sea, Greece), *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, p. 125-139, v. 321.
- Vanneste M., Forsberg C.F., Glimsdal S., Harbitz C. B., Issler D., Kvalstad T. J., Løvholt F., Nadim F., **2016**, Submarine Landslides and Their Consequences: What Do We Know, What Can We Do?, *Proceedings of the Second World Landslide Forum – 3–7 October 2011, Rome*.
- Vilaseca G., Deplus C., Escartín J., Ballu V., Nomikou P., Mével C. & Andreani M., **2016**, Oceanographic Signatures and Pressure Monitoring of Seafloor Vertical Deformation in Near-coastal, Shallow Water Areas: A Case Study from Santorini Caldera, *Marine Geodesy* p.401-421, v. 39(6).

- Voudouris P., Kati M., Magganas A., Keith M., Valsami-Jones E., Haase K., Klemd R. and Nestmeyer M., 2020, Arsenian Pyrite and Cinnabar from Active Submarine Nearshore Vents, Paleochori Bay, Milos Island, **Minerals** **2021**, **11**, **14**, <https://dx.doi.org/10.3390/min11010014>.
- Δερμιτζάκης Μ.Δ., Κυριακόπουλος Κ., Ντρίνια Χ., Παλαιογεωγραφική Εξέλιξη των Νοτίων Σποράδων με Ιδιαίτερη Έμφαση στη Νήσο Κω, Πανεπιστήμιο Αθηνών, Φιλοσοφική Σχολή Σειρά Δημοσιευμάτων Περιοδικού «Αρχαιογνωσία» Αρ.1, Ιστορία-Τέχνη-Αρχαιολογία της Κω, Α' Διεθνές Επιστημονικό Συνέδριο, Κως, 2-4 Μαΐου 1997, Αθήνα, 2001, σελ. 27.
- Δρ. Ευθ. Λ. Λέκκας, 2000, Φυσικές και Τεχνολογικές Καταστροφές, σελ. 131
- Δρ. Λέκκα Ε., Δρ. Λόζιο Σ., Δρ. Δανάμο Γ. και MSc. Μίνου Δ. –Μινοπούλου, Ρόδος 2009, <<Φυσικές καταστροφές, Μάθε... και προφυλάξου!>> , σελ. 18.
- ΖΟΥΖΙΑΣ Δ.Π., **Αθήνα 2011**, «Αειφόρος Ανάπτυξη του ηφαιστείου της Νισύρου και νέα ηφαιστειολογικά χαρακτηριστικά στοιχεία της ευρύτερης περιοχής και με την συμβολή της Τηλεπισκόπησης», Διδακτορική Διατριβή, σελ. 5-6, 32.
- Κωνσταντίνο Δ. Χαντζή (Α.Μ.:1114201200104), Επιβλέπων ΔΡ.Κων/νος Κυριακόπουλος, Καθηγητής, **Αθήνα 2018**, ΠΤΥΧΙΑΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ ΗΦΑΙΣΤΕΙΟΛΟΓΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΣΤΗ ΝΗΣΟ ΜΗΛΟ.
- Κωνσταντίνος Γ. Κυριακόπουλος, Αθήνα **2003**, Ηφαιστειολογία, σελ. 222-232, 225, 227, 232-237, 238-241.
- Λεοντάρης Σ.Ν Αθήνα **1995**, Εισαγωγή στην ωκεανογραφία, σελ. 160-161
- Παπαζάχος Β. και Παπαζάχου Κ., εκδόσεις Ζήτη, **2003**, Οι Σεισμοί της Ελλάδας, σελ.81-84, 260-277.
- Παπαζάχος Β.Κ., Καρακαΐσης Γ.Φ., Χατζηδημητρίου Π.Μ., **2005**, εκδόσεις ΖΗΤΗ, Εισαγωγή στη Σεισμολογία, Κεφάλαιο 8 (Μακροσεισμικά αποτελέσματα των σεισμών), υποκεφάλαιο/ ενότητα 8.4. (Αποτελέσματα των Σεισμών στη Θάλασσα), σελ. 294 – 295.
- Παπανικολάου Δ.Ι., Σίδερης ΧΡ.Ι., **2014**, Γεωλογία η επιστήμη της Γης, σελ. 237-238.
- Φυτίκα Μ., Βουγιουκλάκη Γ., **Αθήνα 1993**, Ηφαιστειακή δομή και εξέλιξη Κιμώλου και Πολυαίγου (Νησιωτικό σύμπλεγμα Μήλου), Δελτίο Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρείας, σελ. 221-237, τ. 28.2.
- Χαλκιάς Χρίστος, Αναπληρωτής Καθηγητής Χαροκόπειο Πανεπιστήμιο, Τμήμα Γεωγραφίας, Γεωγραφική Ανάλυση με την αξιοποίηση της Γεωπληροφορικής, Εφαρμοσμένα Συστήματα Γεωγραφικών Πληροφοριών, 2015, σελ. 122, 135.
- ΧΑΤΖΗΦΩΤΗ Ε., **Αθήνα 2016**, Ηφαίστειο Νισύρου: Επικινδυνότητα και διαχείριση ηφαιστειακού κινδύνου, Μεταπτυχιακή Διατριβή Ειδίκευσης, σελ. 24-25.

Διαδικτυακές πηγές

- <https://nom.maps.arcgis.com/apps/MapSeries/index.html?appid=941a554ac1db4ce8a2cef980e14d6638>
- <https://www.arcgis.com/apps/MapSeries/index.html?appid=cc91dd8864c9497187a09eddcc1eef7f&fbclid=IwAR1-VEKPLN062YKphzrwhtOFrqcYr4Iz7v7gP-FViQxFljfbNl2hKLtbXSw> (Γεω-Πολιτιστικό περιβάλλον Ηφαιστείου Νισύρου)
- <https://astypalaia.wordpress.com/2009/10/07/%CE%B7-%CF%89%CE%BA%CE%B5%CE%B1%CE%BD%CE%BF%CE%B3%CF%81%CE%B1%CF%86%CE%B9%CE%B1-%CF%84%CE%BF%CF%85-%CE%B1%CE%B9%CE%B3%CE%B1%CE%B9%CE%BF%CF%85/>
- <http://www.geo.auth.gr/courses/ggg/ggg871y/ch5.htm>
- https://edcm.edu.gr/images/news/hdrf/presentations/14_HCMR-Sakellariou-Geohazards-14Mar2019.pdf

Εικόνες

2.1: https://www.researchgate.net/publication/321126536_Assembling_Ecological_Pieces_to_Reconstruct_the_Conservation_Puzzle_of_the_Aegean_Sea

2.2: Παπανικολάου Δ.Ι., Σίδερης ΧΡ.Ι., **2014**, Γεωλογία η επιστήμη της Γης

3.1: Papanikolaou D, Alexandri M, Nomikou P, Ballas D, **2002**, Morphotectonic structure of the western part of the North Aegean Basin based on swath bathymetry, Marine Geology, p. 465-492, v. 190

3.2: Papanikolaou D, Alexandri M, Nomikou P, Ballas D, **2002**, Morphotectonic structure of the western part of the North Aegean Basin based on swath bathymetry, Marine Geology, p. 465-492, v. 190

3.3: Papanikolaou D, Alexandri M, Nomikou P, Ballas D, **2002**, Morphotectonic structure of the western part of the North Aegean Basin based on swath bathymetry, Marine Geology, p. 465-492, v. 190

3.4: Papanikolaou D., Nomikou P., Papanikolaou I., Lampridou D., Rousakis G., Alexandri M., **2019**, Active tectonics and seismic hazard in Skyros Basin, North Aegean Sea, Greece, Marine Geology, p. 94-110, v. 407

3.5: Papanikolaou D., Nomikou P., Papanikolaou I., Lampridou D., Rousakis G., Alexandri M., **2019**, Active tectonics and seismic hazard in Skyros Basin, North Aegean Sea, Greece, Marine Geology, p. 94-110, v. 407

3.6 : Nomikou P., Hübscher C., Papanikolaou D., Farangitakis G.P, Ruhnau M., Lampridou D., **2018**, Expanding extension, subsidence and lateral segmentation within the Santorini - Amorgos basins during Quaternary: Implications for the 1956 Amorgos events, central - south Aegean Sea, Greece, Tectonophysics, p. 138-153, v. 722

3.7:Vanneste M., Forsberg C.F., Glimsdal S., Harbitz C. B., Issler D., Kvalstad T. J., Løvholt F., Nadim F., **2016**, Submarine Landslides and Their Consequences: What Do We Know, What Can We Do?, Proceedings of the Second World Landslide Forum – 3–7 October 2011, Rome

3.8:https://edcm.edu.gr/images/news/hdrf/presentations/14_HCMR-Sakellariou-Geohazards-14Mar2019.pdf)

3.9:Hoofst Emilie E.E., Nomikou P., Toomey D. R., Lampridou D., Getz C., Christopoulou M.-E., O'Hara D., Arnoux G.M., Bodmer M., Gray M., Heath B.A., VanderBeek B. P., **2017**, Backarc tectonism, volcanism, and mass wasting shape seafloor morphology in the Santorini-Christiania-Amorgos region of the Hellenic Volcanic Arc, Tectonophysics, p. 396-414, Vol. 712-713

3.10: Lykousis V., Roussakis G., Alexandri M., **2002**, Sliding and regional slope stability in active margins: North Aegean Trough (Mediterranean), Marine Geology, p. 281-298, v. 186

3.11: Lykousis V., Roussakis G., Alexandri M., **2002**, Sliding and regional slope stability in active margins: North Aegean Trough (Mediterranean), Marine Geology, p. 281-298, v. 186

4.1:(<https://www.arcgis.com/apps/MapSeries/index.html?appid=cc91dd8864c9497187a09eddcc1eef7f&fbclid=IwAR1-VEKPLN062YKphzrwhtOFrcYr4Iz7v7gP%20FViQxFijfBnl2hKltbXSw>)

4.2:<https://nom.maps.arcgis.com/apps/MapSeries/index.html?appid=941a554ac1db4ce8a2cef980e14d6638>

4.3: Lampridou D., Haase K., Nomikou P., Beier C., Wölki D., Storch B., **25-27 June 2018** Preliminary results of seafloor exploration in the Western Saronic Gulf, 9th International INQUA Meeting on Paleoseismology, Active Tectonics and Archeoseismology (PATA) Greece, INQUA Focus Group Earthquake Geology and Seismic Hazards

4.4:Fytikas M. and Marinelli G., **1986**, Geology and geothermics of the island of Milos (Greece)

4.5: Συλλογή συγγραφέα

4.6: Συλλογή συγγραφέα

4.7: Συλλογή συγγραφέα

4.8: Khimasia A., Rovere A. & Pichler T., **2020**, Hydrothermal areas, microbial mats and sea grass in Paleochori Bay, Milos, Greece, Journal of Maps, p. 348-356, v. 16,2

4.9: Nomikou P., Papanikolaou D., Alexandri M., Sakellariou D., Rousakis G., **2013**, Submarine volcanoes along the Aegean volcanic arc, Tectonophysics, p. 123-146, v. 597-598

4.10: Nomikou P., Papanikolaou D., Alexandri M., Sakellariou D., Rousakis G., **2013**, Submarine volcanoes along the Aegean volcanic arc, Tectonophysics, p. 123-146, v. 597-598

4.11 Druitt et al., **2019**

4.12: Kiliyas S.P., Nomikou P., Papanikolaou D., Polymenakou P. N., Godelitsas A., Argyraki A., Carey S., Gamaletsos P., Mertzimekis T. J., Stathopoulou E., Goettlicher J., Steininger R., Betzelou K., Livanos I., Christakis C., Croff Bell K.&Scoullou M., **2013**, New insights into hydrothermal vent processes in the unique shallow-submarine arc-volcano, Kolumbo (Santorini), Greece, *SCIENTIFIC REPORTS*, 3:2421, DOI: 10.1038/srep02421

4.13: Kiliyas S.P., Nomikou P., Papanikolaou D., Polymenakou P. N., Godelitsas A., Argyraki A., Carey S., Gamaletsos P., Mertzimekis T. J., Stathopoulou E., Goettlicher J., Steininger R., Betzelou K., Livanos I., Christakis C., Croff Bell K.&Scoullou M., **2013**, New insights into hydrothermal vent processes in the unique shallow-submarine arc-volcano, Kolumbo (Santorini), Greece, *SCIENTIFIC REPORTS*, 3:2421, DOI: 10.1038/srep02421

4.14: Nomikou P., Carey S., Croff Bell K. L., Papanikolaou D., Bejelou K., Alexandri M., Cantner K., Fero M. J., **2013**, Morphological analysis and related volcanic features of the Kolumbo submarine volcanic chain (NE of Santorini Island, Aegean Volcanic Arc), *Zeitschrift für Geomorphologie, Suppl. 3*, 029-047, Vol. 57

4.15: Nomikou P., Papanikolaou D., Alexandri M., Sakellariou D., Rousakis G., **2013**, Submarine volcanoes along the Aegean volcanic arc, *Tectonophysics*, p. 123-146, v. 597-598

4.16: <https://www.arcgis.com/apps/MapSeries/index.html?appid=cc91dd8864c9497187a09eddcc1eef7f&fbclid=IwAR1-VEKPLN062YKphzrwhtOFrqcYr4Iz7v7gP-FViQxFljfbNl2hKltbXSw>
(Γεω-Πολιτιστικό περιβάλλον Ηφαιστείου Νισύρου)

4.17: <https://docplayer.gr/57841566-Palaiogeografiki-exelixa-tis-nisyroy.html>

4.18: Nomikou P., Papanikolaou D., Alexandri M., Sakellariou D., Rousakis G., **2013**, Submarine volcanoes along the Aegean volcanic arc, *Tectonophysics*, p. 123-146, v. 597-598

4.19: Dietrich V. Jörg, Lagios E., **2018**, Active Volcanoes of the World, Nisyros Volcano, The Kos - Yali - Nisyros Volcanic Field, DOI 10.1007/978-3-319-55460-0, p. 45

4.20: Karátson D., Telbisz T., Gertisser R., Strasser T., Nomikou P., Druitt T., Vereb V., Quidelleur X., Kósik S., **2020**, Constraining the landscape of Late Bronze Age Santorini prior to the Minoan eruption: Insights from volcanological, geomorphological and archaeological findings, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, p. 106-911 v. 401

4.21: Johnston E. N., Sparks R. S. J., Phillips J. C. and Carey S., **June 17 2014**, Revised estimates for the volume of the Late Bronze Age Minoan eruption, Santorini, Greece, *Journal of the Geological Society*, first published June 9, 2014; <http://dx.doi.org/10.1144/jgs2013-113>

4.22: Cantner K., Carey S., Nomikou P., **Greece 2014**, Integrated volcanologic and petrologic analysis of the 1650AD eruption of Kolumbo submarine volcano, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, p. 28-43, v. 269

4.23: Fuller S., Carey S., Nomikou P., **Greece 2018**, Distribution of fine-grained tephra from the 1650 CE submarine eruption of Kolumbo volcano, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, p. 10-25, v. 352

4.24: Dietrich V. Jörg, Lagios E., **2018**, Active Volcanoes of the World, Nisyros Volcano, The Kos - Yali - Nisyros Volcanic Field, DOI 10.1007/978-3-319-55460-0, p. 304

4.25: Pe-Piper G., J.W. Piper D., Perissoratis C., **2005**, Neotectonics and the Kos Plateau Tuff eruption of 161 ka, South Aegean arc, **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, p. 315-338, v. 139, issues 3-4

5.1: Αντώνιου Φ., **2016**, Διπλωματική εργασία του «Καταγραφή και χαρτογράφηση των σεισμολογικών χαρακτηριστικών του Ελλαδικού χώρου»

5.2: Kapetanidis V., Spingos I., Karakonstantis A., Kassaras I., November **2020**, Preliminary report on the Mw =6.9 Samos earthquake of 30 October 2020, DOI: 10.13140/RG.2.2.28729.60002

5.3: Kapetanidis V., Spingos I., Karakonstantis A., Kassaras I., November 2020, Preliminary report on the Mw =6.9 Samos earthquake of 30 October 2020, DOI: 10.13140/RG.2.2.28729.60002

5.4: Nomikou P., Evangelidis D., Papanikolaou D., Lampridou D., Litsas D., Tsaparas Y. and Koliopoulos I., **2021**, Morphotectonic Analysis along the Northern Margin of Samos Island, Related to the Seismic Activity of October 2020, Aegean Sea, Greece, *Geosciences* 2021, 11, 102. <https://doi.org/10.3390/geosciences11020102>

5.5: Nomikou P., Hübscher C., Papanikolaou D., Farangitakis G.P, Ruhnau M., Lampridou D., 2018, Expanding extension, subsidence and lateral segmentation within the Santorini - Amorgos basins during Quaternary: Implications for the 1956 Amorgos events, central - south Aegean Sea, Greece, *Tectonophysics*, p. 138-153, v. 722

6.1: Nomikou P., Druitt T.H., Hübscher C., Mather T.A., Paulatto M., Kalnins L.M., Kelfoun K., Papanikolaou D., Bejelou K., Lampridou D., Pyle D.M., Carey S., Watts A.B., Wieß B. & Parks M.M., **2016**, Post-eruptive flooding of Santorini caldera and implications for tsunami generation, *NATURE COMMUNICATIONS* | DOI: 10.1038/ncomms13332

6.2: <http://magazine.noa.gr/archives/961>